UDC 55 (05)

U.I.C.C.
SEP 20 1976
LIBRARY

地質調査所月報

第 27 巻　第 4 号

目　次

報　文

寺島　滋：けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量……1（185）
大森貞子・大森江い：岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法
——第1報　ガラス円板作成について——……11（195）
丹治耕吉・金谷　弘：半導体検出器を用いた螢光X線分析法の検討（その1）
分解能による検出エネルギースペクトルの変化……29（213）
太田良平・神谷雅晴・植木保吉：阿蘇火山岩石の ^{14}C 年代
——日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代　II——……39（223）

概　報

磯部一洋：福井県小浜湾の底質分布と堆積環境について……41（225）

資　料

岸本文男訳：モンゴルのカンブリア系燐灰土……47（231）
資 料 室：新着資料の紹介……53（237）

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 4 月

地質調査所への連絡は

本　　所	〒213	神奈川県川崎市高津区久本 135	☎ (044) 866—3171
東京分室	〒162	東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地	☎ (03) 341—7131
北海道支所	〒060	北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地	☎ (011) 611—4465
東北出張所	〒980	仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号（仙台合同庁舎内）	☎ (0222) 21—4701
名古屋出張所	〒460	名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号（名古屋通産局総合庁舎内）	☎ (052) 951—6416
大阪出張所	〒540	大阪市東区法円坂町 6 の25（大阪第 2 合同庁舎別館）	☎ (06) 941—5377
中国出張所	〒730	広島市上丁堀八 6 番30号（広島合同庁舎 3 号館）	☎ (0822) 21—1945
四国出張所	〒760	高松市番町 1 の10の 6（四国通産局内）	☎ (0878) 31—3254
九州出張所	〒815	福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2（通産省福岡総合庁舎内）	☎ (092) 551—6099

TERASHIMA, S.

けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量

寺島　滋

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 185-194, 1976
8 illus., 4 tab.

けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量における測定条件，共存成分の影響，バインダーの選定，検量線の作成などについて検討した．
バインダーとしてパノラックを用い，ミキサーミルで混合後粉体ペレットを作成する方法が，作業能率およびコンタミが少ない点ですぐれている．共存成分の影響は少なく，特にマトリックスの影響を補正する操作は必要としない．各種岩石標準試料中の塩素およびイオウを定量し，文献値と比較して示した．変動係数は含有量約 10 ppm の場合 30-40%，500–1000 ppm では 2 - 3 %であり，検出限界は約 10 ppm である．

543.426 : 552.4 : 549.23

OHMORI, T.
OHMORI, E.

岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法 ——第1報　ガラス円板作成について——

大森　貞子・大森　江い

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 195-211, 1976
13 illus., 7 tab.

けい酸塩岩石試料を無水ホウ酸リチウムで融解し，その融塊を成型ざらに移して再融解して成型する．このように製作過程を2回に分けて行うことで，再現性のよいガラス円板を作成することができた．種々の岩石試料の組成域をカバーするため，標準ガラス円板作成用試料として，国際的に活用されている岩石標準試料のほか，岩石標準試料を混合したもの，標準試料と試薬を混合したものを作成し，これらの製作方法について述べた．

543.426 : 552.4

TANJI, K.
KANAYA, H.

半導体検出器を用いた螢光X線分析法の検討（その1） 分解能による検出エネルギースペクトルの変化

丹治耕吉・金谷　弘

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 213-222, 1976
7 illus., 1 tab.

岩石，鉱石中の元素の定量を，半導体検出器を用いた，螢光X線分析法によって行うときの問題点の一つとして，検出器分解能がある．この問題を検討するため，7つの元素を選び，検出器の分解能の相違による検出スペクトルの変化を電子計算機により計算，作図させ問題点を検討した．半導体検出器は，ケイ素，アルミニウムなど，小さい原子番号の元素についてみると，判別能力は充分ではないが，カリウム，カルシウムより大きい元素に対しては，充分な判別能力をもつ．

543.422.8 : 552 : 549

阿蘇火山岩石の ^{14}C 年代
——日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代 II——

OTA, R.
KAMITANI, M.
UEII, Y.

太田良平・神谷雅晴・植木保吉

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 223-224, 1976
1 illus.

阿蘇中央火口丘群西部において，変質した湯ノ谷火山噴出物および粘土層（厚さ2 m＋）の上に不整合に載り，そして新期火山灰層で不整合に覆われる炭化木片層から試料を得て^{14}C年代測定を行い，970±90年の値を得た．

550.93：551.216：551.79(522.5)

福井県小浜湾の底質分布と堆積環境について

ISOBE, I.

磯部　一洋

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 225-230, 1976
4 illus., 3 tab.

福井県小浜湾の内湾堆積物の分布とその堆積環境を論じた．泥質堆積物は湾央を中心に湾の大半に，砂質堆積物は湾南岸や湾口および外洋に分布する．底質分布と波や流れの作用との間には対応関係がみられる．すなわち，泥質堆積物は反時計回りの湾流が流出する湾口東側，外洋からの波の進入のない所に分布している．一方，砂質堆積物は外洋からの波や流れの卓越して進入する所に分布している．静穏な堆積環境である湾の東端および西端では泥質堆積物が分布しており，現在の堆積環境は冲積層堆積の連続的延長とみてよい．

551.35：551.462(521.44)

モンゴルのカンブリア系燐灰土

N. A. Donov, Ye. V. Yedemskii, A. A. Yel'yanov, A. V. Il'in, M. M. Muzalevskii : 岸本文男訳

地質調査所月報，vol. 27, no. 4, p. 231-236, 1976
1 illus.

N. A. Donov,
Ye. V. Yedemskii,
A. A. Yel'yanov,
A. V. Il'in, M. M. Muzalevskii
tr. KISHIMOTO, F.

モンゴルで初めて燐灰土鉱床が発見されたのは1964年で，それが現在のKhubsugul鉱床である．その後に発見された同種鉱床（計7鉱床）を含めてすべてのものが下部カンブリア系に胚胎され，珪質-炭酸塩質層系中に主として分布する．同分布域は Ider=Dzhida 構造相帯と Sangilen=Khubsugul 構造相帯の各撓曲凹地に相当し，有望地域を多数残している．この構造相帯のうち前者は東カザフ劣地向斜帯と，後者はチンギス優地向斜帯とそれぞれ構造上類似点が多く，したがってモンゴルでもさらに大型・高品位の燐灰土鉱床が発見できる可能性はきわめて大きい．

553.64：551.732.2(517.3)

報　文

543.426 : 552.4 : 549.23

けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量

寺　島　滋*

The Determination of Chlorine and Sulfur in Silicate Rocks by X-ray Fluorescence Spectrometry

Shigeru Terashima

Abstract

Chlorine and sulfur in silicate rocks have been determined by x-ray fluorescence spectrometry. The instrument used is the Toshiba AFC–202 F automatic x-ray fluorescence spectrometer. Some conditions of the preparation of pellets for the measurement, such as the process of crushing and mixing, particle size distribution of the sample, selection of binder, and effect of water content are examined, and following procedures are recommended.

The 1.5 g of finely ground rock sample (under 200 mesh) was mixed with 1.5 g of Panorak, a plastic binder, using the Spex 8000 mixer mill. Then the mixture was filled in an aluminium ring and pressed between two steel plates at 21 tons. Calibration curves were prepared using known concentration of the standard samples, and chlorine and sulfur were determined by the operation condition as indicated in Table 1.

The method is satisfactorily applied to the variety of standard samples. The relative standard deviations for chlorine of 10 and 1000 ppm are 40 and 3% respectively, and those for sulfur of 10 and 500 ppm are 30 and 2% respectively. The detection limit for both elements is about 10 ppm.

要　旨

けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量法を検討した．共存成分の影響は少なく，酸性岩から塩基性岩まで特にマトリックスの影響を補正することなく定量できた．バインダーの選定および処理方法について検討した結果，パノラックを用い，ミキサーミルで処理する方法が作業能率およびコンタミが少ない点ですぐれている．

粉末試料 1.5 g とパノラック 1.5 g をプラスチック容器にはかりとり，約15分間振動混合する．アルミニウムリングを用い，全圧約21トンで加圧成型し，ペレットを作製する．塩素およびイオウ含有量既知の試料を用いて検量線を作製し，第1表の条件で測定する．

岩石標準試料の分析結果を第4表に示した．塩素およびイオウの定量における変動係数は約 10 ppm の場合 30–40%，500–1000 ppm では 2–3 %であり，検出限界は約 10 ppm である．

* 技 術 部

1. はじめに

従来けい酸塩岩石中の塩素は吸光光度法（岩崎ら，1958; Huang et al., 1967; Terashima, 1974），中性子放射化分析法（Johansen et al., 1967）などで定量され，イオウは重量法（岩崎ら，1958），容量法（Murphy et al., 1974），吸光光度法（蟻川ら，1975）などで定量されてきた．しかし，一般湿式分析法では試料処理，共存成分との分離が煩雑で分析時間も長い．また，発光分光分析法，炎光分析法，原子吸光法などは塩素およびイオウの定量には適用困難とされている．

けい光X線分析法は，試料処理が簡単で，試薬からの汚染も少なく，短時間で分析できる利点がある．けい光X

線分析法による土じょう中のイオウは Brown ら(1969)によって定量された．この方法では，ポリカーボネートフィルムと鉛製リングでペレットを作製し，水分，有機物の多い試料については，強熱減量の値を用いて分析値を補正する．田中ら (1974) は底質中のリン，イオウの定量において，ほう酸をバインダーとして用い，スカンジウムを内部標準としてマトリックスの影響を補正する方法を報告した．

けい光X線分析法によるけい酸塩岩石中の塩素およびイオウの定量は Fabbi ら (1970, 1972) によって行われ，とくにマトリックスの影響を補正することなく良好な結果が得られている．しかしながらこの方法は，バインダーと試料の混合物をタングステンカーバイト粉砕機で 400メッシュ以下に粉砕する必要があり，操作が煩雑で粉砕機からの汚染もある．一方服部ら (1969) はルビジウム，ストロンチウムの定量において，バインダーとしてパノラックを用い，試料との混合物をプラスチック容器で混合したのちペレットを作製し，良好な結果を得た．この方法は，Fabbi らの方法にくらべて一時間当たり 3-4 倍の試料が処理でき，操作も簡単である．ここでは，純試薬を用いた検量線の作製方法，バインダーとしてのセルロース粉末とパノラックの比較，パノラックを用いて塩素およびイオウを定量する場合の問題点と岩石標準試料についての定量結果をのべる．

本研究を行うに当たり，地球化学課安藤厚技官からは種々有益な助言をいただき，各種岩石標準試料の提供をうけた．地質部服部仁技官，物理探査部金谷弘技官および後藤隼次・貴志晴雄両技官をはじめとする化学課の方方からは種々有益な助言と御教示をいただいた．厚く御礼申し上げる．

2. 装置および試薬

2.1 装 置

東芝製 AFC-202F 型けい光X線分析装置と同社製のクロム管球 (1.8 kW) を使用した．

試料の粉砕，混合には平工製作所製の振動型タングステンカーバイト粉砕機，石川工場製の石川型めのう粉砕機，Spex 社製のミキサーミル 8000 型および同社製の混合用プラスチック容器 (10 ml) とボール(直径約 9 mm) を使用した．

加圧成型機は，理研精機製の電動式油圧プレスを使用し，アルミニウムリング (外径 35 mm, 内径 33mm, 高さ 5 mm) を用いて，全圧21トンで加圧成型した．アルミニウムリングは水酸化ナトリウム溶液 (約10%) で洗浄したのち蒸留水で洗浄し，プラスチック容器は蒸留水で洗浄して使用した．

2.2 試 薬

パノラックは大日本インキ化学製 BA-223，セルロース粉末は Whatman CF-11，四ホウ酸リチウムは小宗化学製の無水塩を使用した．

無水けい酸は特級試薬を 200メッシュ以下に粉砕し，電気炉 (1000℃) で約 1 時間強熱して塩素およびイオウを除去して使用した．

標準物質は，無水けい酸 8.780 g に塩化ナトリウム 0.330 g と無水硫酸ナトリウム 0.890 g を加えて粉砕し，塩素およびイオウ2.00%を含むものを作製した．

3. 実験および結果と考察

3.1 測定条件の選定

X線管球は，クロムとロジウムについて検討した結果，イオウについては両者ともほとんど等しいX線強度が得られたが，塩素の場合はクロム管球で約 2 倍高い感度が得られた (第 1 図)．

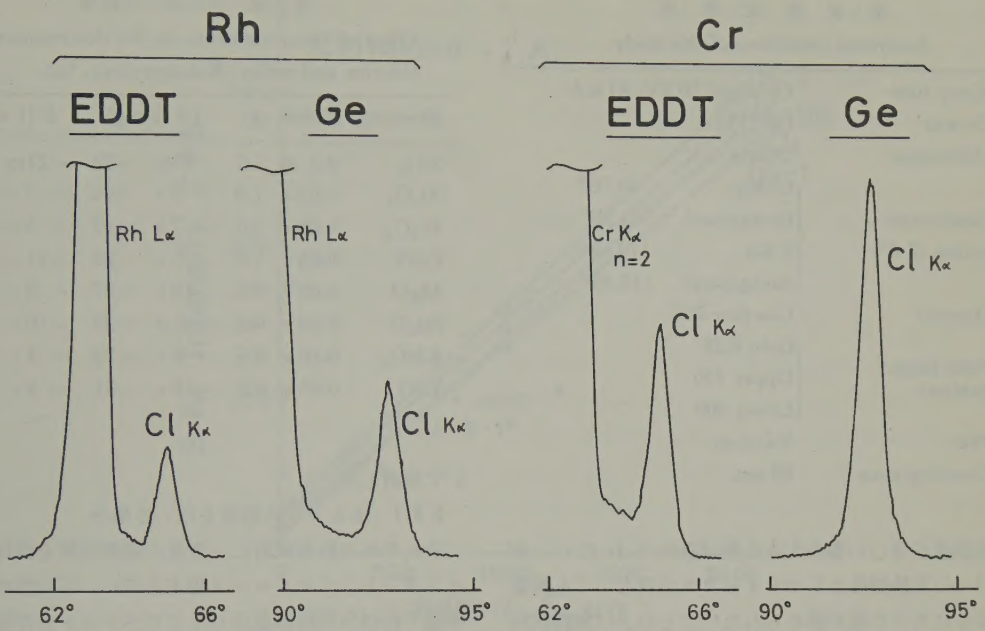
分光結晶の選定では，EDDT と Ge(111) を比較した結果，Ge(111) を用いることにより，塩素で約 1.5倍，イオウで約 2 倍のX線強度が得られ，また管球から出るクロム Kα 線の 2 次線を除くことができた (第 1 図)．

バックグラウンドの測定位置を決定するため，塩素およびイオウ 1 mg に対して一定量の鉛およびモリブデンを添加してその影響を検討し，結果を第 2 図に示した．一般けい酸塩中の鉛は塩素およびイオウと同程度の含有量になる場合があるが，モリブデンはイオウ含有量の½以下であるため，バックグラウンドの測定位置は，塩素 94.5°，イオウ 112.5° にした．その他の条件についても検討し，測定条件を第 1 表のように定めた．

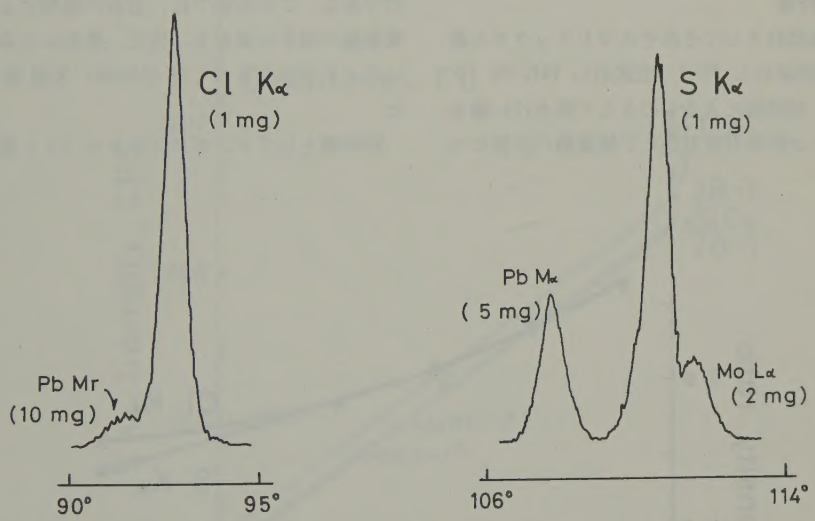
3.2 粒度およびペレットの厚さとX線強度

粉砕処理しない無水けい酸を粒度別に分け，その 0.5 g に標準物質 50 mg，パノラック 2.5 g を加えてミキサーミルで15分間混合したのちペレットを作製し，粉末の粒度とX線強度の関係を検討した (第 3 図)．その結果，粒度が細かくなるにしたがって塩素およびイオウのX線強度は減少し，約 400メッシュでは 60-80 メッシュに比べて塩素で80%，イオウで75%程度の強度となった．試料と標準の粒度はできるだけ一致させる必要がある．

パノラックと粉末試料 (1 : 1) の混合物 2-4 g を用いてペレットを作製し，ペレットの厚さとX線強度の関係を検討した．この場合ペレットの厚さは 1.70-3.05 mm に変化したが，塩素およびイオウのX線強度の変化は 5 %以下であった．以下特にことわらない実験は試料 1.5 g にバインダー 1.5 g を加えてペレットを作製した．



第1図　塩素の定量におけるX線強度と管球および分光結晶の関係
Intensity of Cl Kα on different X-ray tubes and analytical crystals. Note the highest peak on the Cr tube and Ge(111) crystal.



第2図　塩素，イオウ，鉛およびモリブデン含有量とX線強度の関係
Relationship between X-ray intensity and amounts of chlorine, sulfur, lead and molybdenum. The added amounts parenthesized.

3.3　マトリックスの影響

標準物質 50 mg に対して他の成分の種類と量を変化させて添加し，これにパノラックを加えて全体の量を3 gにし，以下 4.1.1の操作でペレットを作製して塩素およびイオウを定量し，標準物質とパノラックのみで作ったペレットを基準にした相対偏差を第2表に示した．これらの値には 2－5％の実験誤差が含まれるので厳密な議論はできないが，いずれの成分もマイナスの偏差を与

第1表 測 定 条 件

Analytical conditions of this study.

X-ray tube	Cr-target 50 kV–30 mA	
Crystal	Ge(111)	
Collimator	Coarse	
Goniometer setting (2 θ°)	Cl Kα	92.76°
	Background	94.50°
	S Kα	110.69°
	Background	112.50°
Detector	Gas-flow P.C.	
Pulse height analyser	Gain 0.28	
	Upper 750	
	Lower 300	
Path	Vacuum	
Counting time	80 sec.	

第2表 共存成分の影響

Effect of other elements on the determination of chlorine and sulfur (Relative error, %).

Elements	Taken (g)	Cl (1 mg)	S (1 mg)
SiO_2	0.2 to 1.5	−25to −59	−27to −62
Al_2O_3	0.05 〃 1.0	− 8 〃 −46	− 7 〃 −48
Fe_2O_3	0.05 〃 1.0	− 7 〃 −43	− 5 〃 −43
CaO	0.05 〃 1.0	− 5 〃 −28	−11 〃 −38
MgO	0.02 〃 0.6	−10 〃 −37	− 9 〃 −42
Na_2O	0.10 〃 0.6	− 5 〃 −28	−10 〃 −35
KNO_3	0.10 〃 0.6	− 3 〃 −23	− 4 〃 −28
ZnO	0.05 〃 0.6	−10 〃 −37	− 9 〃 −43

え，添加量が等しい場合大きな差は認められない．また，3.4の実験結果からマトリックスが異なっても検量線の傾きに大きな差が認められないことおよび実際試料の分析結果が他の分析法による分析値とほぼ良好な一致を示したことなどから，特にマトリックスの影響を補正する操作は行わないことにした．

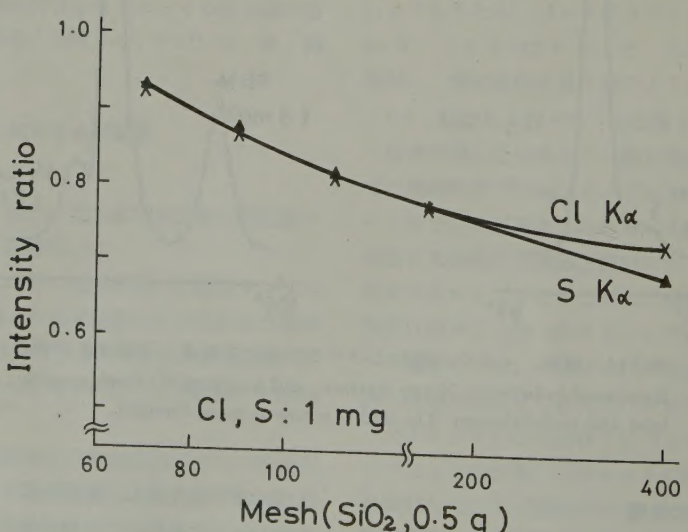
3.4 検量線の作成

実際のけい酸塩試料としてそれぞれマトリックスの異なるJG–1（花崗閃緑岩），JB–1（玄武岩），HK–96（ダナイト）を選び，純試薬によるものとして無水けい酸を選んでバインダーと粉砕方法をかえて検量線の作製について検討した．

3.4.1 セルロース粉末を用いる場合

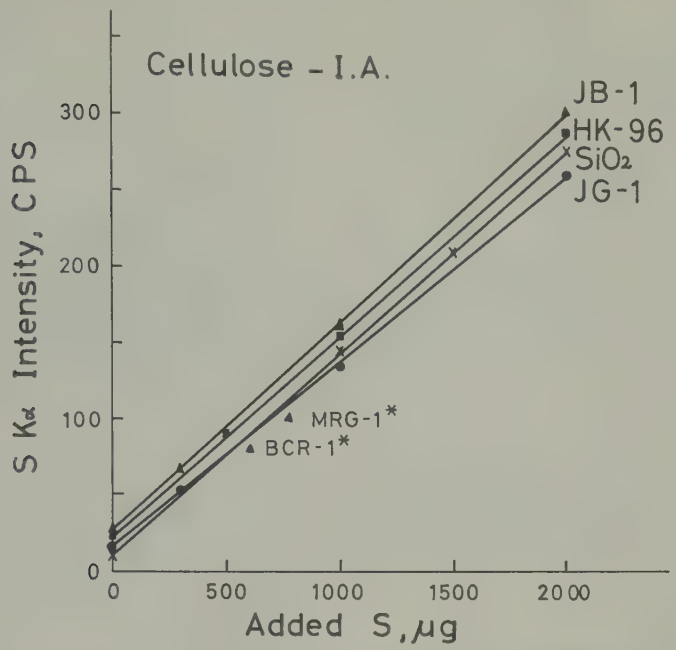
それぞれの粉末試料に一定量の標準物質を添加し，バインダーとしてセルロース粉末を用い，石川型めのう粉砕機で約15分間粉砕混合したのちペレットを作製し，塩素およびイオウを定量した．第4図にイオウについての結果を示したが，BCR–1およびMRG–1については添加したイオウではなく，最初から岩石に含まれていたものである．この方法では，岩石の種類によってわずかに検量線の傾きが異なり，また，最初から岩石に含まれているイオウにくらべて10–15%高いX線強度が得られた．

粉砕機としてタングステンカーバイト製品を使用して



第3図 粉末の粒度とX線強度の関係

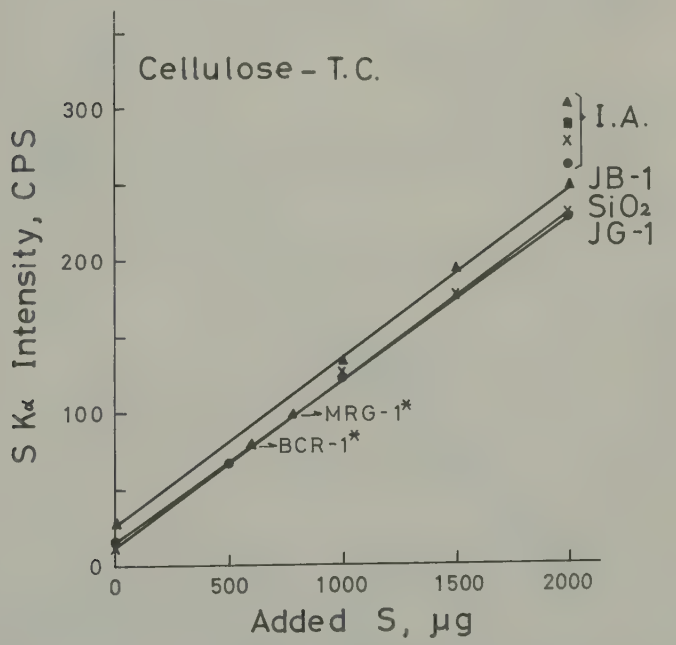
Relationship between X-ray intensity and grain size of the samples.



第4図　セルロース粉末をバインダーとし，石川型めのう粉砕機で処理した場合のイオウ添加量とX線強度の関係

Plots of counting rate against successively added sulfur into four samples mixed with cellulose powder using the ISHIKAWA agate mill (I.A.).

*: No addition of sulfur



第5図　セルロース粉末をバインダーとし，タングステンカーバイト粉砕機で処理した場合のイオウ添加量とX線強度の関係

Plots of counting rate against successively added sulfur into three samples mixed with cellulose powder using a tungsten carbide ball mill(T.C.).

I. A.: ISHIKAWA agate mill.

*: No addition of sulfur

上記と全く同様な実験を行った結果を第5図に示した．この方法では岩石の種類が異なってもほぼ等しい傾きの検量線が得られ，最初から岩石に含まれているイオウと添加したイオウのX線強度に大きな差は認められない．塩素についてもほとんど同様な結果が得られた．

3.4.2 *パノラックを用いる場合*

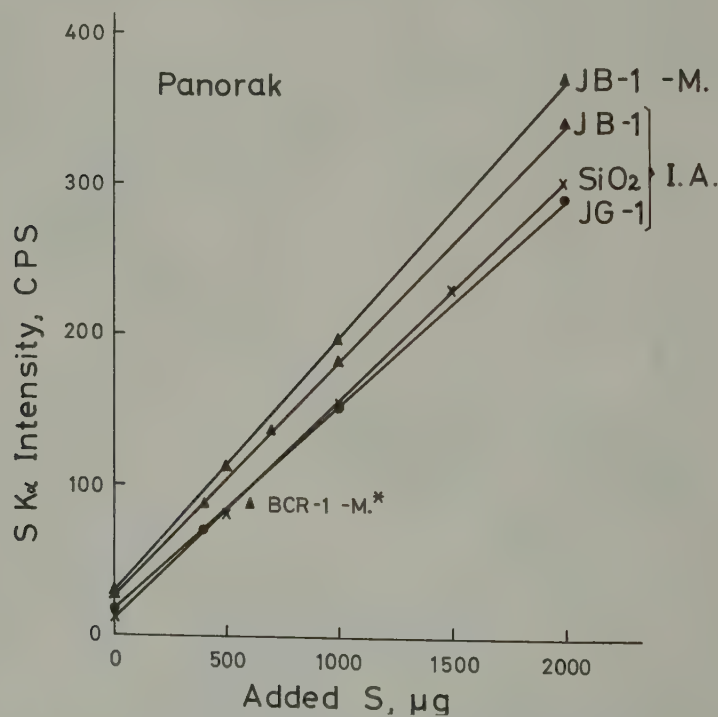
バインダーとしてパノラックを用いた場合の実験結果を第6図に示した．石川型めのう粉砕機で粉砕混合した場合は，ミキサーミルで混合した場合にくらべて低いX線強度が得られるが，最初から岩石に含まれているものにくらべて高く，この場合もタングステンカーバイト粉砕機を用いる必要がある．しかし，パノラックをタングステンカーバイト粉砕機で処理した結果，熱によってパノラックがかたまってしまいペレットができなかった．このため，パノラックを用いる方法では，塩素およびイオウ含有量既知の試料を用いて検量線を作製することにした．

3.5 バインダーの選定

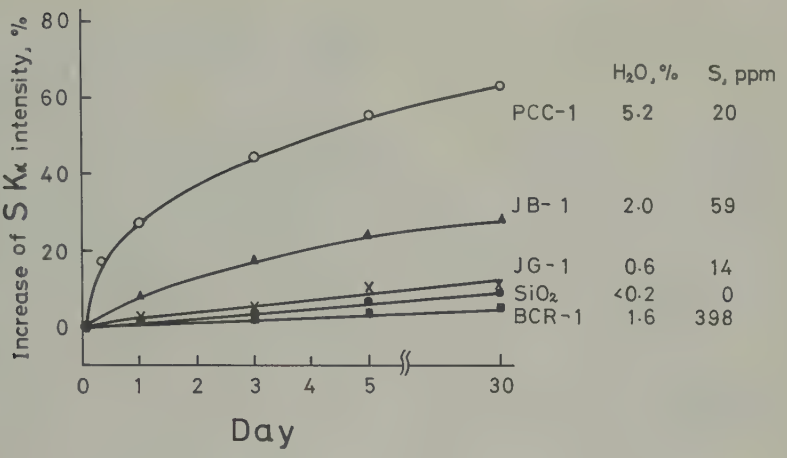
服部ら（1969）はルビジウム，ストロンチウムの定量におけるバインダーの選定で殿粉，ステアリン酸，ほう酸，パノラックなどについて詳細な検討を行い，強度，保存，操作の面からパノラックが最もすぐれていることを報告した．一方，Fabbi ら（1970）はセルロース粉末を用いる方法を推奨しているので，本実験ではこの2つについて比較した．

パノラックを用いた場合，水分含有量の多い試料では，ペレット作製後の時間の経過とともに塩素およびイオウのX線強度が増加することがわかった．イオウについての測定結果を第7図に示した．増加率はイオウ含有量が少なく，水分含有量の多い場合に大きくなることがわかる．この影響を少なくする方法について，バインダーおよび処理方法を変えて検討した結果を第8図に示した．用いた試料は水分 5.2% の PCC–1 である．セルロース粉末を用いてタングステンカーバイト粉砕機で処理する方法と四ホウ酸リチウムとパノラック(4：1)の混合物を用い，ミキサーミルで混合処理する方法ではX線強度の増加が少ない．四ホウ酸リチウムのみを用いるとさらにX線強度の増加は少なくなるが試料によってはかたまりにくく，ペレットができない．

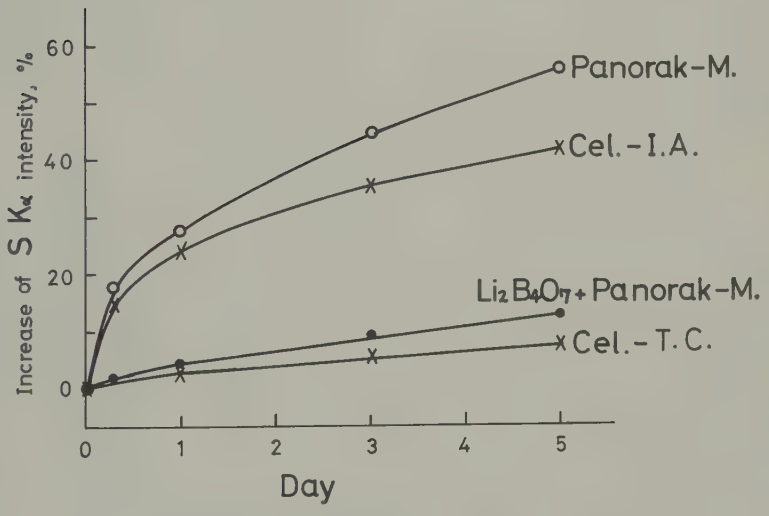
セルロース粉末を用い，タングステンカーバイト粉砕



第6図 パノラックをバインダーとした場合のイオウ添加量とX線強度の関係
Plots of counting rate against successively added sulfur into three samples mixed with Panorak using a mixer mill(M.) and the ISHIKAWA agate mill(I.A.).
*: No addition of sulfur



第7図　イオウの定量におけるX線強度の増加と水分含有量の関係
Increase of S Kα intensity with time and contents of water when mixed with Panorak.



第8図　試料の処理方法とX線強度の増加の関係
Increase of S Kα intensity on the four ways of preparation.
M., I. A., T. C.: As for Fig. 4–6.
Sample: PCC–1 (5.2%, H_2O).

機で処理したペレットを大気中に放置すると表面に凹凸を生じ，試料によってはアルミニウムリングから脱落するのでデシケーター中に保存する必要がある．パノラックを用いたペレットは大気中に放置してもほとんど変化しなかった．

バインダーとしてセルロース粉末，粉砕機としてタングステンカーバイト製品を用いると，純試薬による検量線の作製が可能であること，水分含有量の影響が少ないなどの利点があるが，パノラックを用いる方法にくらべて試料処理に要する時間が3-4倍かかること，粉砕機からタングステン，コバルトなどが混入するなどの欠点がある．このため，検量線に用いる試料の塩素およびイオウはセルロース粉末を用いる方法で定量し，一般の日常分析ではパノラックを用いることにした．

4. 定量方法と定量結果

4.1 定 量 方 法

4.1.1 パノラックを用いる方法

粉末試料（200メッシュ以下） 1.5ｇとパノラック1.5ｇをプラスチック容器にはかりとり，ボールを入れてふたをし，手で数回振り混ぜたのちミキサーミルで約15分間振動混合する．アルミニウムリングを用いて全圧約21トンで加圧成型する．下記検量線用ペレットとともに第1表の条件で測定し，それぞれバックグラウンドの値を差し引いて検量線より含有量を求める．

塩素およびイオウ含有量既知の試料およびブランク測定用の無水けい酸を上記と同様に処理してペレットを作り，検量線を作製する．

水分含有量が２％以上の試料では，四ホウ酸リチウムとパノラック(4：1)を混合したバインダーを用いて試料および検量線用ペレットを作製する．

4.1.2 セルロース粉末を用いる方法

粉末試料 1.5ｇとセルロース粉末 1.5ｇをタングステンカーバイト製粉砕容器にはかりとり，約10分間粉砕混合する．アルミニウムリングを用い，全圧21トンで加圧成型し，ペレットを作製する．

検量線用のペレットは，一定量の標準物質をタングス

第３表 JG–1, JB–1 についての split 別分析結果
Analytical results for chlorine and sulfur in the various split samples (ppm).

Split No.	JG–1		JB–1	
	Cl	S	Cl	S
1	59.6	14.5	172	58.6
2	60.2	14.6	169	60.2
3	60.2	14.2	170	57.6
4	59.0	14.0	168	58.8
5	60.0	14.2	170	59.6
6	59.0	14.4	170	59.4
7	60.2	14.2	170	57.8
8	60.8	13.8	166	56.8
9	59.8	14.0	170	58.4
10	60.6	14.2	172	57.4
$\bar{X}$	59.9	14.2	169.7	58.5

第４表 標準岩石中の塩素およびイオウの分析結果
Analytical results for standard silicate samples.

Samples	Cl, ppm		S, ppm	
	$\bar{X}$ ± S.D.	Ref.	$\bar{X}$ ± S.D.	Ref.
JG–1(Granodiorite)	60 ± 4	59	14 ± 4	23
JB–1(Basalt)	170 ± 8	175	59 ± 6	40, 50
G–2(Granite)	51 ± 4	50	64 ± 5	24
GSP–1(Granodiorite)	306 ± 9	300	200 ± 6	162
AGV–1(Andesite)	112 ± 8	110	46 ± 6	<10
PCC–1(Peridotite)*	73 ± 5	60	20 ± 5	<10
DTS–1(Dunite)	12 ± 5	11	11 ± 3	<10
BCR–1(Basalt)	54 ± 8	50	398 ± 9	392
MRG–1(Gabbro)	158 ± 6	—	544 ± 10	—
SY–2(Syenite)	128 ± 6	—	112 ± 2	—
SY–3(Syenite)	134 ± 6	—	346 ± 9	—
NIM–D(Dunite)	294 ± 8	430	66 ± 4	90
NIM–G(Granite)	221 ± 7	175	68 ± 7	125
NIM–L(Lujavrite)**	1056 ± 27	1200	510 ± 11	650
NIM–N(Norite)	41 ± 6	42	45 ± 3	42
NIM–P(Pyroxenite)	74 ± 5	65	110 ± 3	160
NIM–S(Syenite)	45 ± 6	36	35 ± 6	65

$\bar{X}$: Averages of this work (n = 5) S.D.: Standard deviation
*: Data obtained by $Li_2B_4O_7$ and PANORAK binder
**: Sample used as calibration standard
Ref.: JG–1, JB–1 data from ANDO et al. (1974). NIM rock data from STEELE et al. (1972). Other data from FLANAGAN (1973).

テンカーバイト容器にはかりとり，これに無水けい酸を加えて全量を 1.5 g にし，さらに 1.5 g のセルロース粉末を加え，上記と同様に処理して作製する．

4.2 定量結果

岩石標準試料中の塩素およびイオウの分析値は分析者によってかなり異なった値が報告されている（Ando ら，1974; Flanagan, 1969）ので，この原因が標準試料の作製時におけるものかどうかを検討するため，JG–1, JB–1 について Split No. の異なる試料について塩素およびイオウを定量し，結果を第3表に示した．分析値の範囲は，JG–1 の塩素で 59.0–60.8 ppm，イオウで 13.8–14.6 ppm，JB–1 の塩素で 166–172 ppm，イオウで 56.8–60.2 ppmであり，分析誤差以上の差は認められずきわめて均一な試料が作製されていることが明らかとなった．

4.1.2 の方法で岩石標準試料 NIM–L の塩素およびイオウを定量し，これを検量線用試料として用い，4.1.1 の方法で各種岩石標準試料中の塩素およびイオウを定量し，5 個の測定値から平均値および標準偏差を求めて文献値と比較して第4表に示した．塩素についてはほぼ良好な一致を示しており，日常分析にじゅうぶん適用できると思われる．イオウについては，他の分析方法による分析値が少ないこと，およびイオウの存在状態が硫酸塩か硫化物かによってX線強度が異なる（Elsheimer ら，1975）ことから厳密な議論はできないが，分析試料にできるだけ類似した標準試料を用いればじゅうぶん定量できると思われる．

変動係数は，塩素およびイオウについて約 10 ppm の場合 30–40%，500–1000 ppm では 2–3% であり，検出限界は約 10 ppm である．

5. おわりに

ここでは，水分含有量2%以上の試料をのぞいて一本の検量線で定量したが，酸性岩，塩基性岩，超塩基性岩など種類別にいくつかの検量線を作製することにより，さらに良好な結果が得られると思われる．

イオウの分析においては，存在状態が問題になり，Elsheimer ら（1975）によれば，硫化物にくらべて硫酸塩では約25%高いX線強度が得られる．この影響を除去するため，ほう酸リチウムと硝酸セリウムアンモニウムで融解したのち定量する方法を提案した．しかし融解処理すると希釈されるために0.01%以下のイオウは定量困難になるのでできるだけ分析試料に類似した標準試料を用いて測定することが必要と思われる．

（昭和50年11月17日）

文　献

Ando, A., Kurasawa, H., Ohmori, T. and Takeda, E. (1974) 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG–1 granodiorite and JB–1 basalt. *Geochem. J.*, vol. 8, p. 175–192.

蟻川芳子・小沢竹二郎・岩崎岩次（1975）　燃焼法による火成岩中の全硫黄の定量．分化，vol. 24, p. 497–500.

Brown, G. and Kanaris-Sotiriou, R. (1969) The determination of sulphur in soils by X-ray fluorescence analysis. *Analyst*, vol. 94, p. 782–786.

Elsheimer, H. N. and Fabbi, B. P. (1975) A versatile X-ray fluorescence method for the analysis of sulfur in geologic materials. *Advances in X-ray Analysis*, vol. 17, p. 236–244.

Fabbi, B. P. and Moore, W. J. (1970) Rapid X-ray fluorescence determination of sulfur in mineralized rocks from the Bingham mining district, Utah. *Applied Spectroscopy*, vol. 24, p. 426–428.

——— and Espos, L. F. (1972) X-ray fluorescence determination of chlorine in standard silicate rocks. *Applied Spectroscopy*, vol. 26, p. 293–295.

Flanagan, F. J. (1969) U.S. Geological Survey standards-II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 81–120.

——— (1973) 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 1189–1200.

服部　仁・柴田　賢（1969）　螢光X線分析法による岩石中の Rb および Sr の定量．地質調月報，vol. 20, p. 51–76.

Huang, W. H. and Johns, W. D. (1967) Simultaneous determination of fluorine and chlorine in silicate rocks by a rapid spectrophotometric method. *Anal. Chim. Acta*, vol. 37, p. 508–515.

岩崎岩次・小山忠四郎（1958）　岩石鉱物の化学分析．岩崎岩次編，実験化学講座，14—地球

化学一, p. 330-336 (丸善).

Johansen, O. and Steinnes, E. (1967) Determination of chlorine in U.S.G.S. standard rocks by neutron activation analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31, p. 1107–1109.

Murphy, J. M. and Sergeant, G. A. (1974) A method for the determination of total sulphur in silicate rocks. *Analyst*, vol. 99, p. 515–518.

Steele, T. W. et al. (1972) Preliminary report on the analysis of the six NIM rocks geochemical standard samples. *NIM report*, No. 1351. (S.Africa).

田中英樹・尾崎富生・森口祐三・北村弘行・橋詰源蔵 (1974) 底質中のリン，イオウのけい光X線分析. 分化, vol. 23, p. 333–339.

Terashima, S. (1974) Spectrophotometric determination of chlorine and fluorine in the standard silicate rocks. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 25, p. 175–179.

（受付：1975年12月4日；受理：1975年12月17日）

543.426：552.4

岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法

——第1報　ガラス円板作成について——

大森貞子*　大森江い*

X-ray Fluorescence Analysis of Major Elements in Rocks and Minerals

Part 1. Preparation of glass disc samples

Teiko Ohmori and Ei Ohmori

Abstract

It is well known that reproducibility of analytical data by any instrument depends upon whether the instrument is set in excellent conditions or not as to its maintenance and adjustment, and also whether or not processed samples are properly made and duplicate samples are quite identical in quality.

In this paper, how to make a glass disc sample easily and identically and how to cover wide range of chemical composition of natural materials using standard powder samples distributed throughout the world are explained.

Preparation of a glass disc sample is as follows:

1. Weigh 0.300 g powdered sample and 3.000 g anhydrous lithium tetraborate in a Pt–Au crucible (30 m*l*, 20 g, Au 5%).
2. Stir both powder in the crucible with a thin Pt–Au wire (1 mm ϕ, Au 5%).
3. Heat strongly on a Meker burner about 10 minutes, after gradual pre-heating in a few minutes.
4. Place the crucible on a steel plate which is suspended on icy chiller, then move the crucible on ice. All fused beads are easily taken out from the crucible.
5. The fused glass beads are transferred into the mould (Pt 85%, Rh 10%, Au 5%) which are to be heated by a RF coil heater. In two minutes heating and two minutes rapid cooling, the beads are processed into a glass disc sample with about 1 mm thickness.

Three kinds of standard samples are prepared for this study.

1. Standard powder sample (S-sample)
   JG–1, JB–1, G–1, W–1, G–2, GSP–1, AGV–1, BCR–1, DTS–1, PCC–1, GA–4(Magnesium clinker), R–401(Silica stone)
2. Mixed standard powder sample (M-sample)
   Mixture of two standard samples selected from the above-mentioned samples
3. Composite standard powder sample (C-sample)
   Mixture of standard sample and pure chemicals

要　旨

けい酸塩岩石試料を無水ホウ酸リチウムで融解し，その融塊を成型ざらに移して再融解して成型する．このように製作過程を2回に分けて行うことで，再現性のよいガラス円板を作成することができた．

種々の岩石試料の組成域をカバーするため，標準ガラ

* 技術部

ス円板作成用試料として国際的に活用されている岩石標準試料のほか，岩石標準試料を混合したもの，標準試料と試薬を混合したものを作成し，これらの製作方法について検討した．

1. はじめに

けい光X線分析法によるけい酸塩岩石および鉱物の定量分析は，各所で行われ，ますますその使用ひん度を増す傾向にある．

当地質調査所においても，さきに服部(1971)による研究報告があるが，本文はその報告を基に研究を進めた．

けい酸塩岩石および鉱物の定量に用いる円板試料の作成法には，粉末にした試料を加圧成型してペレットを作る方法と，融剤を加えて試料を融解してガラス円板を作る方法とがある．

ここではガラス円板の作成方法と標準ガラス円板に使用する標準試料の作成法について報告する．

ガラス円板の作成方法の報告は多くあるが，本研究では，金・白金合金製のるつぼ，大ざら，成型用ざらを使用し，各器具による試料の融解状況，使い易さなどについて検討を行った結果，次の2段階に分けて行う方法によって良い結果を得た．

金・白金合金るつぼに試料および融剤（無水四ホウ酸リチウム）を入れて，融解し，冷却後融塊を金・白金合金成型ざらに移し，ふたたび融解してガラス円板を作成する．この方法によれば移し替えによる試料の損失のないこと，高温による再融解のため，ガラス円板中に未分解試料を含まないことなどのため再現性のよい円板を作成できる．

また操作中に行う器具の取扱い，洗浄方法などにもふれ詳細に述べた．

けい光X線分析法では試料となるべく組成の似た標準試料を用い未知試料の測定を行うのが普通であるが，多種多様な岩石を分析するためには多くの標準試料が必要である．現在，国際的に活用されている岩石標準試料はかなりあるが，岩石の全組成域をカバーすることはできない．従って筆者らは標準ガラス円板作成用試料として，国際的に活用されている岩石標準試料のほか，岩石標準試料を混合した混合標準試料，岩石標準試料と試薬を混合した合成標準試料を作成した．

筆者らが作成した混合標準試料の組成表，混合比および作成方法と混合方法の検討結果などをくわしく述べた．

なおこれら標準試料を用いた検量線法による検討は，のちに報告する予定である．

本研究を進めるにあたり，地質部服部仁技官の懇切な指導，初期ガラス円板のカウント測定等のご協力に厚く感謝する．また，地質部松井和典技官，物理探査部金谷弘技官，化学課後藤隼次技官の方々には機器の調整等に大変ご協力を頂いたことを感謝する．

2. 計測機器および器具

(1) 測定に使用したけい光X線分析装置

A. Philips 製 セミオート式 PW1220 型

B. 東芝製 自動式 AFC–202 F型

(2) その他の機械および機器

A. Philips 製 PW 1234 型ボラックスビードサンプル作成機（文中ビードマシン）

B. Spex 製 ミキサーミル8000型

C. 理研精機製 電動油圧ポンプ（文中加圧機）

(3) 融解に使用した器具

A. 白金合金るつぼ (Pt 95%, Au5%)（第1図）

重量(g)	口径(mm)	高さ(mm)	容量(ml)
20	33	35	30
24	35	40	35

B. 成型用白金合金ざら(Pt85%, Rh10%, Au5%)[1]（第2図）

重量(g)	容積(ml)（第3図）
50	8

C. 撹拌用白金合金線 (Pt 95%, Au5%)（第4図）

径(mm)	長さ(mm)
1	≒150

D. 白金合金丸底大ざら (Pt95%, Au5%)（第5図）

重量(g)	口径(mm)	高さ(mm)	容量(ml)
80	92	45	200

3. 白金合金器具の取扱い

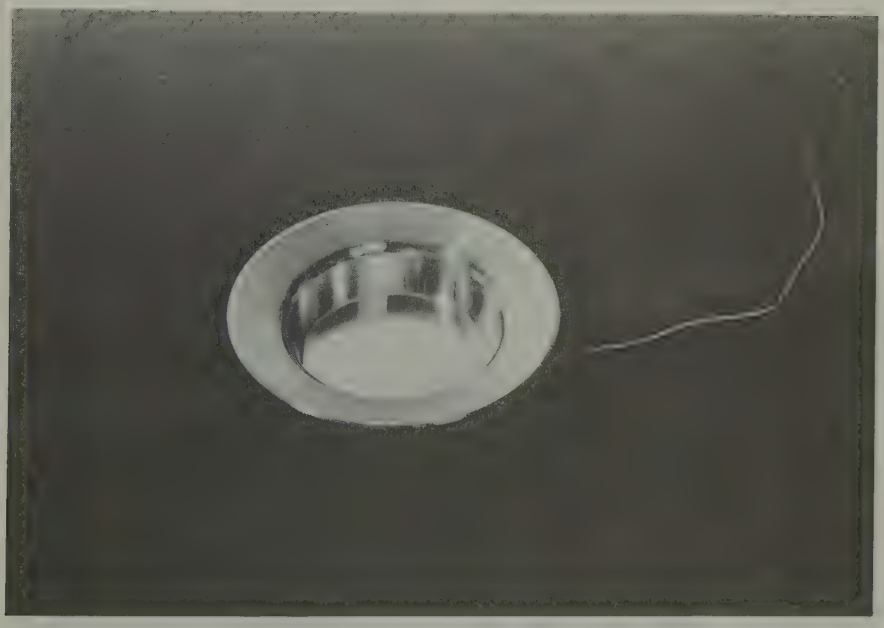
金5％を含む白金（以後単に白金合金という）容器内で無水四ホウ酸リチウム（以後 $Li_2B_4O_7$ とする）のごとき融剤で作成した融塊を冷却後に，形を損ずることなくそのまま容易に容器から取り出すことができる．

しかし無水炭酸ナトリウム (Na_2CO_3) や炭酸塩融解合剤 ($Na_2CO_3 + K_2CO_3$) の融塊を白金合金るつぼからそのまま取り出すことはできない．

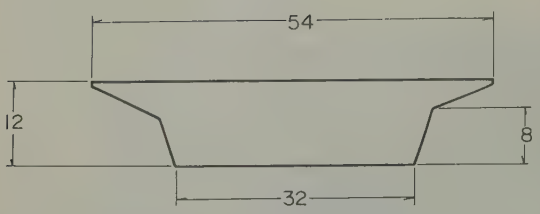
金を含む白金合金は，普通の白金るつぼに比べて柔らかく，傷がつきやすい．るつぼに傷がついたり変形すると，$Li_2B_4O_7$ の融塊でもはがれにくくなるので取扱いは特に丁寧にする必要がある．ここで，白金合金の器具の

1) 詳しい仕様，図面など地質調査所へ問い合わせられたい．実用新案出願番号 48-033649

第1図　白金合金るつぼ
Pt–Au crucible with an ordinary shape (JIS-type).



第2図　成型用白金合金ざら
Crucible for moulding, exclusively used on a borax bead machine.



第3図 ビードマシン用の白金合金成型ざらの形状と寸法
Shape and size of Pt–Au crucible for borax bead machine.

取扱いについて少しのべてみよう．

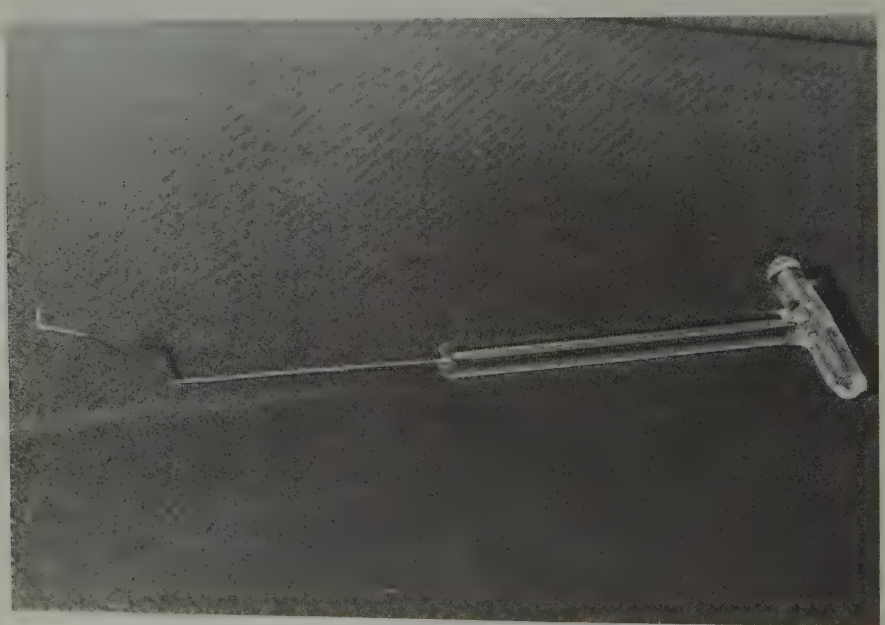
変形，傷は洗浄中に起こることが多い．繰り返し使用したるつぼには，わずかに融塊の破片が残っているおそれがある．また試料の酸化が足りない場合，試料中の酸化第一鉄等の影響でるつぼに紫色のあとがつくことがある．これらの場合には無水炭酸ナトリウムまたは炭酸塩融解合剤で融解し，冷却後水で洗い出しておく（るつぼのなかにホースから水をやや強く吹きつければすぐに融塊は取れる）．るつぼがきっちり入る程度に大きいビーカー（2個の場合 300 m*l*，4個の場合 500 m*l* の広型ビーカーが適当）に希塩酸を充分に入れあらかじめ煮沸しておく．次にピンセット（テフロンでコーテングしたもの，または竹製のもの）で静かにるつぼとふたを入れ，ホットプレート上で約100℃で10分位温めたのち，とり出し，蒸留水で充分洗ったのちガスバーナーで空焼きする．紫色のあとがついたるつぼは上記のように無水炭酸ナトリウムなどで融解洗浄すれば取り除くことができるが，このようなことが起こらないように，ひよう量した試料を充分加熱（約 700℃）して酸化させたものを融解する．

また融塊（$Li_2B_4O_7$ で融解したもの）がついた白金合金器具を洗浄する場合に付着量が多いとき（一般に大ざら，成型ざらを使用したときに多い），別法としてフッ化水素酸を用いると良い．

まず汚れた白金合金器具を，ポリエチレンビーカーに入れ，フッ化水素酸を注ぎ静置する．融塊がやや透明になってきたらピンセットで液を静かにかくはんする．融塊がはがれてきたら水で洗浄後，前記のように希塩酸で洗浄する．ただし器具に付いた紫色のはんてんはこの処理だけではきれいにならない．

4. ガラス円板の作成

試料と融剤との関係については，最近では合志(1974)



第4図 攪 拌 用 白 金 合 金 線
Thin Pt–Au wire for stirring flux and sample in a crucible, and also for taking off bubbles in white-heat mixture of flux and sample in a heated mould.

第5図　白金合金丸底大ざら
A large-capacity Pt–Au vessel.

の研究がある．今回は，試料の採取量，融剤の使用量は服部（1971）の“螢光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調製法”にしたがって，試料0.300$_0$ g，融剤として$Li_2B_4O_7$を3.000$_0$ gを使用した．

4.1　融剤（$Li_2B_4O_7$）について

小宗化学薬品特製の無水四ホウ酸リチウムを使用した．本品は粉末が細かすぎ，そのため容積が大きいので，るつぼあるいは成型ざらに入り切らず，数回に分けて加えて融解しなければならなかった．また細かすぎることは，ひょう量，添加等の操作の際に，どのように注意しても融剤がまわりに飛散することになる．静電気を生じるためかるつぼや成型ざらの内壁，または縁についた粉体はそのまま離れず，加熱すると小粒の融塊となって残り，最終的に底の方へ一つの塊にまとめることができなかった．この欠点を補うために次の2つの方法を行ってみた．

すなわち，①$Li_2B_4O_7$を融解し，冷却後，融塊を粉砕してガラス粉末とする方法と，②$Li_2B_4O_7$粉末を加圧，圧縮して固め粒度をやや粗くする方法である．

①ガラス粉末を融剤として用いるときの長所は水分をまったく含まないということであるが，融塊を細かくする手間がかかること，試料と混ぜ合わせる際，るつぼの内壁を傷つけやすいこと，また粉末にくらべて融解するのにやや時間がかかるなどの欠点がある．

②粉末を加圧したものは適当な粗さの粒状になるので，飛散もせず融解も早い．調製は次のように行う．

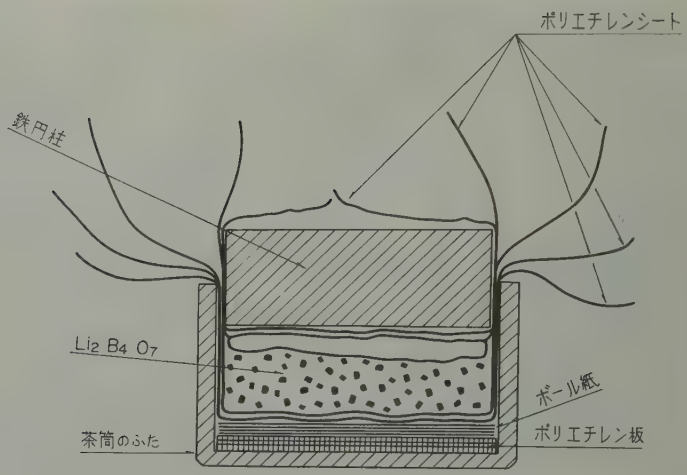
加圧機および融剤粉末を圧縮する鉄円柱（プレス端子）は，粉体ペレット作成用のものを使用する．この鉄円柱が丁度入る位の茶筒のふたを用意し，ポリエチレンびんを開いて作った円板およびボール紙の円板を茶筒の底に敷く．この上にポリエチレン袋を開いたシートを2，3枚重ねてのせ，ポリエチレンシートで包んだ$Li_2B_4O_7$を入れ，2，3枚のポリエチレンシートで包んだ鉄円柱をのせる．この鉄円柱を下方のシートで包み込むように重ねる（第6図）．これを加圧機で 300 kg/cm^2 の圧力で加圧する（第7図）．板状に固まったものだけ（第8図）を取り出して，めのう乳ばちで軽くつぶし，広口ポリエチレンびんに保存する．

4.2　融剤量の差で起きる測定値の変化

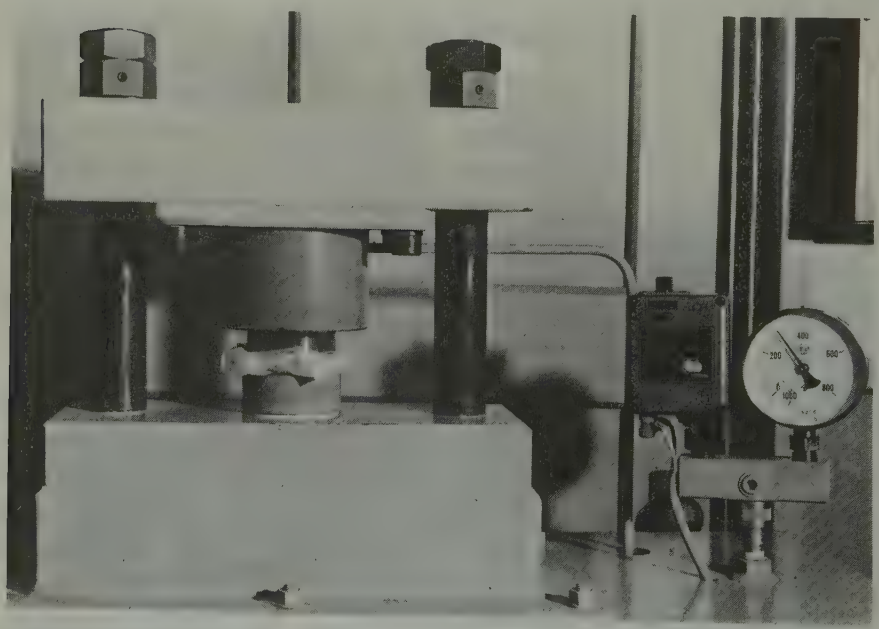
試料と融剤の混合比を変えると測定値にどの程度の影響を与えるかを調べた．

標準試料 JG-1　0.300$_0$ gに$Li_2B_4O_7$ 3.000$_0$ gを加え，4.4法によって作成したガラス円板Aと，$Li_2B_4O_7$2.700$_0$gを加えて作成したガラス円板Bとについて Si のX線強度を測定した（第1表）．

第1表に示したように融剤量3 gのガラス円板Aに比



第 6 図　風体の大きい微粉末状の無水ホウ酸リチウムの圧縮処理方法
Pressing of very fine and voluminous powder, so as to prepare granular flux of anhydrous lithium tetraborate.

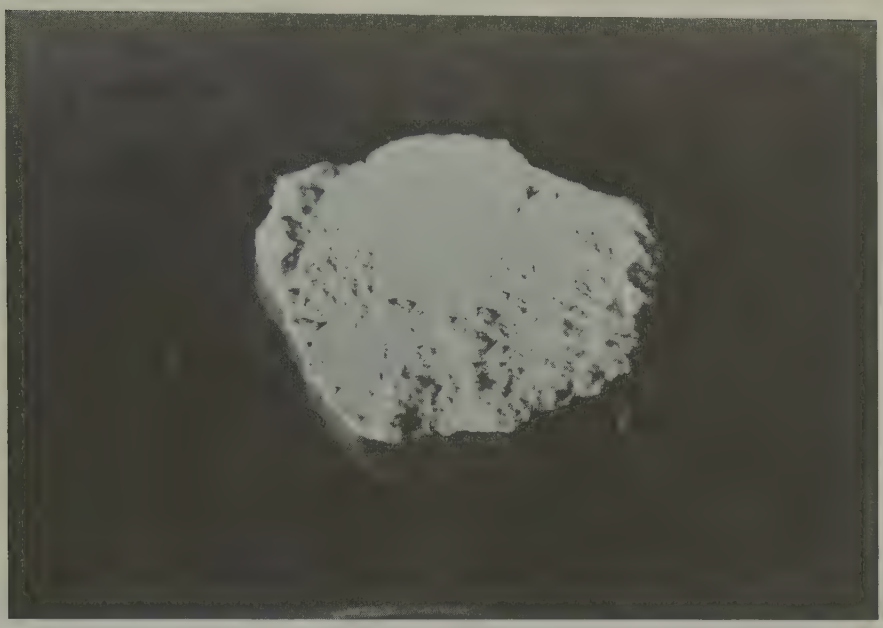


第 7 図　融 剤 の 加 圧 処 理 の 状 況
Pressing of very fine powder of flux in a pressing machine.

べ，融剤量を 10% 減じたガラス円板 B の SiKα の強度は，約10%増となった．融剤量にも充分注意が必要であることがわかった．

また，融剤の加熱による減量の時間的変化を調べてみた．白金合金るつぼ中に $Li_2B_4O_7$ 3.300 g をはかりとり，ガスバーナーで強熱，融解し，冷却後，ひょう量する．この強熱，ひょう量を数回繰返したのち，ガスバーナーを電気炉に換え，強熱，ひょう量を繰返した（第 2 表）．

これによると，減量のおおかたは初期の加熱のときに



第8図　圧縮後板状になった融剤
Flux compressed into platy mass.

第1表　融剤量の添加による希釈率を変えたときのSiKαの測定結果およびX線強度の計測条件
Operating conditions for measuring X-ray intensities of SiKα, TiKα, FeKα, MnKα, KKα, and PKα, and intensity change of SiKα in different dilution rate.

Element		Si	
X-ray tube target		Rh	
Voltage (kV)		45	
Current (mA)		25	
Crystal		TX–1	
Detector		Gasflow type proportional counter	
Slit		Coarse	
Atmosphere		Vacuum	
2 θ(°)		144.55	
Counting time (sec.)		100 × 3	
JB–1 (g) + $Li_2B_4O_7$ (g)		cps	Ratio
A	0.300 + 3.000	21192	1
	0.300 + 3.000	21262	1.003
B	0.300 + 2.700	23298	1.099
	0.300 + 2.700	23258	1.097

起きるものであり，1000℃で60分間加熱した場合でも約1％の減量であった．

融剤の灼熱減量はロットによって変動したり，あるいは試薬の純度にも問題があるといわれるので分析精度を上げる場合には同一ロットの融剤を一時に多量求めておき，試料および標準試料を同時に作成する必要がある．

4.3　試料の融解および成型方法の検討

けい光X線の測定に用いるガラス円板は透明で，X線の照射面はなめらかな平面を有する一定の形をした円板であることが望ましい．融解容器としては白金合金大ざら，白金合金るつぼ，成型用白金合金ざらがある．融解に使用した熱源は，ガスバーナー（メッケルバーナー），電気炉，および高周波炉である．このうち高周波炉は成型用白金合金ざら専用のもので他の容器で融解する場合の熱源に使用することはできない．

白金合金大ざら（200 ml）は融塊をさらにガラス粉末として使用する場合には，内面積も広く，融解している液を薄く広げて延ばせるので便利である．しかし，熱源がガスバーナーでは充分に強熱できず，融解がやや不完全となり，加熱操作は電気炉中で行う必要があった．

白金合金るつぼ(30, 35ml)を使用する場合，ガスバーナーで充分融解することができ，融解中に白金トングでるつぼの縁をはさみ，回転させることによって発生する泡を取り除くことができた．また剝離性もよかった．

成型用白金合金ざら(8 ml)は底が厚くガスバーナーでの融解はできず，電気炉または高周波炉での加熱が必要であった．このさらは容量が小さいので，試料と融剤を

第2表 加熱による無水ホウ酸リチウムの重量変化
Weight loss of flux on heating.

	Time(min.) ⟨total⟩	$Li_2B_4O_7$*(3.300g)+Crucible(g)	Ig. loss(g)
Strong heating by Meker burner	+ 4	23.4465	
	+ 4 ⟨8⟩	23.4170	−0.0295
	+ 4 ⟨12⟩	23.4163	−0.0007
	+ 4 ⟨16⟩	23.4161	−0.0002
	+ 4 ⟨20⟩	23.4157	−0.0004
	+ 4 ⟨24⟩	23.4153	−0.0004
	+ 4 ⟨28⟩	23.4150	−0.0003
Heated in electric furnace at 1000°C	+ 4 ⟨32⟩	23.4144	−0.0006
	+10 ⟨42⟩	23.4142	−0.0002
	+10 ⟨52⟩	23.4132	−0.0010
	+20 ⟨72⟩	23.4108	−0.0024
	+20 ⟨92⟩	23.4100	−0.0008
		Total	−0.0365

* $Li_2B_4O_7$ (Lithium Tetraborate, anhydrous) Lot no. 147566
小宗化学薬品，特製

あらかじめ薬包紙またはるつぼに秤取し，混合したもの（3.300$_0$ g）を2-3回に分けて加え，さらの内側からあふれ出ないように融解しなければならなかった．添加の際，さらの縁についた粉末は融解したが，さら中の主融解物と一しょにまとめることはできなかった．また薬包紙上で混合したものは，天候により，移し換えの際に静電気を生じ，試料が紙上に残ることがあった．

以上のうち，大ざら，るつぼで作成された融塊は底面が一様の平らさをもたないために，測定用円板として使用することはできないので，もう一度成型する必要がある．成型用白金合金ざらを使うと融解，成型を一操作で行えるが，電気炉融解では大ざらと同様に泡取りができない．高周波炉で行えば融解中に白金合金線で融液を撹拌し，泡をさらの内壁まで寄せて白金合金線に伝わらせて取り除くことができる．このとき白熱光で目を痛め易いのでかならず保護眼鏡を掛ける必要がある．

るつぼで作成された，泡のない融塊を成型ざらで成型する場合，電気炉で行っても，高周波炉で成型しても，でき上り円板に差はみられなかった．

4.4 実際に行ったガラス円板の作成方法

岩石粉末試料と $Li_2B_4O_7$ を白金合金るつぼに直接はかりとり，加熱・融解，急冷して，まずガラスボタンを作る．次に，これを成型用白金合金ざらに移し，もう一度加熱・融解，急冷をビードマシンで行って成型し，ガラス円板を作成した．

まず試料0.300$_0$ gを直接るつぼにひょう量する．次にあらかじめ薬包紙に約3 g（3 g以下のこと）ひょう量してある $Li_2B_4O_7$ を加え，3.300$_0$ gになるまで不足分を添加する．るつぼを回しながら白金合金線の曲げた部分で充分混ぜ合わせる．とくにるつぼの底の部分の試料と融剤の混合に注意をする．ふたをして，ガスバーナーで，初め約1分間徐熱後，約3分間強熱し，ふたをとりるつぼの縁を白金トングで持ち回転して泡を取り除く．融解，泡取りができたらふたをする．トングで，できるだけるつぼを水平に持上げ素焼板にのせる．るつぼの底の赤味がなくなったら，氷上に載せたステンレス板（厚さ10 mm）にのせる（第9図）．ふたにさわることができる程度に冷却したのち，るつぼごと直接氷の上にのせる（解けた水の付着した氷上で急冷すると融塊は割れて，ボタン状にならない．壊れたガラス片は成型のときに泡が発生する）．氷上にはるつぼの余熱で自然にくぼみができて安定する（第10図）．るつぼの水気を充分ふきとり，薬包紙にふせてあける（第11図），やや融塊が離れにくいときには手首を実験台に着け，人さし指でふたを，親指と中指でるつぼの胴をかるく押えて，1–2 cm の高さからるつぼの底をかるくたたく（第12図）．この方法でほとんどの場合，融塊がボタン状で離れる．薬包紙に包み試料No. を書いておく．

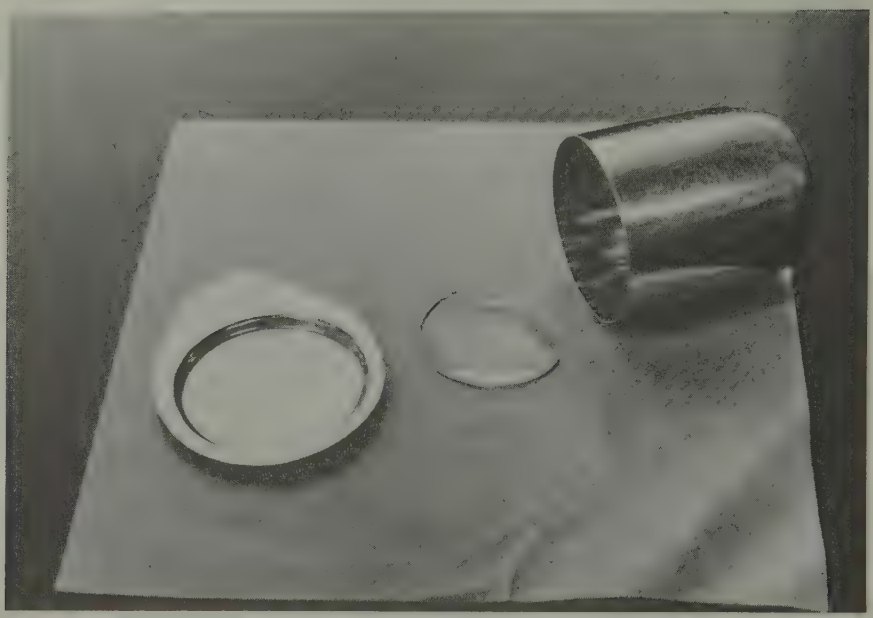
次にガラス円板に成型する操作を行う．ビードマシン内に固定した成型用白金合金ざらの中にガラスボタンを入れ，スイッチを入れる．この機械は自動的に徐熱30秒，融解2分，冷却2分でガラス円板が作成され，吸上げ方式で成型ざらからガラス円板を薬包紙上などに移すことができる．ガラス円板の照射面の裏に試料No. をマ

第9図　赤熱状態の白金合金るつぼを素焼板の上で赤味のとれるまで，冷却ののち，氷上のステンレス板にのせて，急冷する．

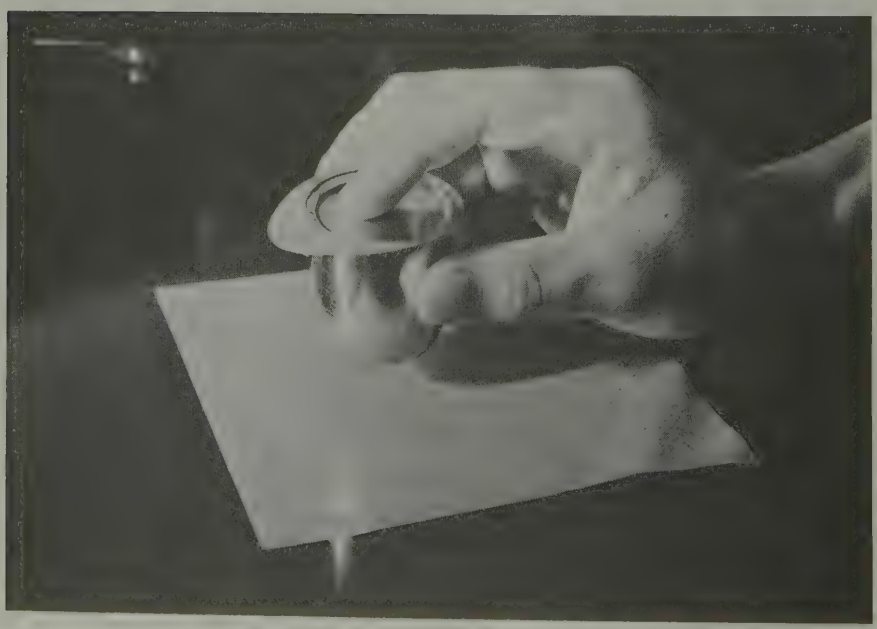
After cooling a red-heat crucible into dark-heat on an earthenware plate, the crucible is put on a steel plate suspended on icy chiller for quenching.

第10図　冷却後，るつぼのふたに軽く触れるほど冷えたるつぼを直接氷の上にのせた状態

In a state, cooled down enough and touchable on still hot lid, the crucible is set directly on ice.



第11図 るつぼから剝離したガラスビーズ
Crucible, lid and detached glass bead.



第12図 るつぼの底のたたき方
How to tap the bottom of crucible.

ジックインキで記入する．泡ができた場合は，もう一度融解し，融解中に白金合金線で泡を壁に引き寄せて泡取りを行う．かならず保護眼鏡を着用して行う．

このように2回にわけて融解と成型を行う今回の方法には下記のような利点がある．

①試料と融剤を直接るつぼにはかりとるので，粉体のままでの移し換えによる損失がないこと．

②るつぼを使用するとガスバーナーで短時間（約4分間）に融解できること．

③るつぼ内では融液中の泡を取り除き易いこと，および急冷すると融塊が簡単に剝離できること．

④ビードマシンで成形をするのは，成型用白金合金ざらの底が厚く，融解回数が多くても変形しにくいので，条件の同じガラス円板が多数作成可能であり，また万一，るつぼで融解中に未分解部分があっても，再融解が行えるので完全に融解できること．

⑤るつぼで融解のとき泡を取り除いてあるので，ビードマシン融解での泡とり操作が不要のため長時間（2分以上）加熱しないので白熱光で目を痛めることがないこと．

5. 標準用ガラス円板に使用した標準試料

けい光X線分析には，含有量既知の岩石を標準試料として用いる．未知試料の測定には，なるべく組成の似た含有量の標準試料を用いた方が精度よく定量できるので，地質調査所のように多種多様な岩石を測定するのには多くの標準試料が必要である．今回下記に示すような3種類の標準試料を作成した．

5.1.1 岩石標準試料

すでに公表され多くの分析結果の集録されている岩石標準試料，地質調査所の地球化学的標準試料および窯業協会作成のけい砂[2]等を標準試料として用いた（第3表A・B）．

5.1.2 岩石の混合標準試料

第3表，Bからもわかるように標準試料そのものだけを標準にする場合には，成分によっては一定の範囲に集中してしまうもの，あるいは，間隔の非常にあくものなどがある．今後これらの不足分を補う標準岩石試料の作成がのぞまれるが，ここでは標準試料を一定の割合に混合して，中間的な混合標準試料として作成した．1つのシリーズは SiO_2 の含有量を多く，Al_2O_3, Fe_2O_3 等についても含有量がある程度の間隔をもつように作成したものである（第4表）．

もう1つのシリーズは SiO_2 含有量を少なく，MgO含有量の多い，かつある程度の間隔をもつように作成したものである（第5表）．

5.1.3 岩石と試薬の合成標準試料

岩石標準試料を混合して作る標準試料は，岩石標準試料中の目的元素の最大含有量より多く含むもの，最小含有量より少なく含むものは作成できない．よって，岩石試料に試薬を添加することにより含有量を増し，逆に融剤を添加して薄めることにより含有量の少ない標準試料を作成した（第6表）．

しかし検討した結果から，融剤（$Li_2B_4O_7$）を添加して作成した円板は標準試料として適当でないことがわかった（第2報に詳細発表予定）．

5.2 混合方法の検討

岩石を混ぜ合わせる場合，均等に混合しうるかどうかの検討を行った．最初に粒度をそろえるため，岩石標準試料をそのまま用いないで，JG–1，JB–1 をそれぞれめのう乳鉢内で充分すり直したのち，次のA，Bの混合実験を行った．

Aの方法は約 10 m*l* のプラスチック製試料混合容器（Spex 社製）に同一材質の玉を入れ，ひょう量する．1.500$_0$ g の分銅を足し，その目方まで JG–1 を加える．さらに1.500$_0$ g の分銅を足し，その目方まで JB–1 を加える．ふたをし，混合機で20分間振り混ぜる．混合された試料3.000$_0$ g から0.300$_0$ g をるつぼに直接採取し，融剤を加えガラス円板を作成した．

Bの方法は JG–1 0.150$_0$ g, JB–1 0.150$_0$ g をるつぼに採取し，融剤を加えガラス円板を作成した．

AおよびBの両方法によって作成したそれぞれのガラス円板について SiKα 線強度を測定し，第7表の結果を得た．

両者を比べてみると，混合方法のちがいによる両調製方法に差はないものといえる．

今回作成した混合試料は混合する場合の総量をおよそ3 gとし，1個の試料採取量が 0.1 g 未満とならないように考慮した．

6. ガラス円板の整理方法

ガラス円板は，割れたり，吸湿したりすることが少ないので，長期間の保存使用（デシケーター中に保存する）に耐えるので，その整理方法を考える必要がある．

また，成型ざらの改ちゅう，融剤のロットが変わる度にガラス円板を新たに作成する必要があるので，個々の円板をはっきり区別できるように整理しなくてはならない．

2) 日本標準試料R-401ガラス用けい砂（高品位）発売元（(株)科学技術社）

第3表 (A) 岩石標準試料の化学組成

Chemical composition of rock standard samples (S-sample). (%)

No.	sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Total Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$\pm H_2O$	FeO	Fe_2O_3
FO–001	JG–1*	72.28	0.27	14.23	2.17	0.06_1	0.73	2.17	3.38	3.96	0.09_8	0.64	1.64	0.38
FO–002	JB–1*	52.18	1.34	14.53	8.96	0.15	7.74	9.24	2.80	1.44	0.26	1.96	6.02	2.31
FO–003	W–1	52.64	1.07	15.00	11.09	0.17	6.62	10.96	2.15	0.64	0.14	0.69	8.72	1.40
FO–004	G–1	72.64	0.26	14.04	1.94	0.03	0.38	1.39	3.32	5.48	0.09	0.40	0.96	0.87
FO–005	G–2	69.11	0.50	15.40	2.65	0.03_4	0.76	1.94	4.07	4.51	0.14	0.66	1.45	1.08
FO–006	GSP–1	67.38	0.66	15.25	4.33	0.04_2	0.96	2.02	2.80	5.53	0.28	0.69	2.31	1.77
FO–007	AGV–1	59.00	1.04	17.25	6.76	0.09_7	1.53	4.90	4.26	2.89	0.49	0.97	2.05	4.51
FO–008	BCR–1	54.50	2.20	13.61	13.40	0.18	3.46	6.92	3.27	1.70	0.36	1.57	8.80	3.68
FO–009	DTS–1	40.50	0.01_3	0.24	8.64	0.11	49.80	0.15	0.00_7	0.00_{12}	0.00_2	0.52	7.23	1.21
FO–010	PCC–1	41.90	0.01_5	0.74	8.35	0.12	43.18	0.51	0.00_6	0.00_4	0.00_2	5.20	5.24	2.85
FO–013	R–401**	99.4	0.02_1	0.45	0.01_2	—	—	—	0.01	0.00_5	—	Ig. loss 0.11		
FO–023	GA–4***	2.44	—	0.86	3.26	—	92.0	1.08	—	—	—	—	—	—

Chemical data are average values by FLANAGAN (1972)
* 〃 〃 by ANDO et al. (1974)
** R-401：日本標準試料ガラス用けい砂（高品位）
*** GA-4：学振124委員会共同実験試料

第3表 (B) 岩石標準試料の化学組成（含有率の順に並べたもの）

Chemical composition of rock standard samples (S-sample).
Rearranged in decreasing order of constituent elements.

FO–No.	Sample	Na_2O%	FO–No.	Sample	MgO%	FO–No.	Sample	Al_2O_3%	FO–No.	Sample	SiO_2%	FO–No.	Sample	P_2O_5%
007	AGV–1	4.26	009	DTS–1	49.80	007	AGV–1	17.25	004	G–1	72.64	007	AGV–1	0.49
005	G–2	4.07	010	PCC–1	43.18	005	G–2	15.40	001	JG–1*	72.28	008	BCR–1	0.36
001	JG–1*	3.38	002	JB–1*	7.74	006	GSP–1	15.25	005	G–2	69.11	006	GSP–1	0.28
004	G–1	3.32	003	W–1	6.62	003	W–1	15.00	006	GSP–1	67.38	002	JB–1*	0.26
008	BCR–1	3.27	008	BCR–1	3.46	002	JB–1*	14.53	007	AGV–1	59.00	003	W–1	0.14
006	GSP–1	2.80	007	AGV–1	1.53	001	JG–1*	14.23	008	BCR–1	54.50	005	G–2	0.14
002	JB–1*	2.80	006	GSP–1	0.96	004	G–1	14.04	003	W–1	52.64	001	JG–1*	0.09_8
003	W–1	2.15	005	G–2	0.76	008	BCR–1	13.61	002	JB–1*	52.18	004	G–1	0.09
009	DTS–1	0.00_7	001	JG–1*	0.73	010	PCC–1	0.74	010	PCC–1	41.90	009	DTS–1	0.00_2
010	PCC–1	0.00_6	004	G–1	0.38	009	DTS–1	0.24	009	DTS–1	40.50	010	PCC–1	0.00_2

FO–No.	Sample	K_2O%	FO–No.	Sample	CaO%	FO–No.	Sample	TiO_2%	FO–No.	Sample	MnO%	FO–No.	Sample	Fe_2O_3%
006	GSP–1	5.53	003	W–1	10.96	008	BCR–1	2.20	008	BCR–1	0.18	008	BCR–1	13.40
004	G–1	5.48	002	JB–1*	9.24	002	JB–1*	1.34	003	W–1	0.17	003	W–1	11.09
005	G–2	4.51	008	BCR–1	6.92	003	W–1	1.07	002	JB–1*	0.15	002	JB–1*	8.96
001	JG–1*	3.96	007	AGV–1	4.90	007	AGV–1	1.04	010	PCC–1	0.12**	009	DTS–1	8.64
007	AGV–1	2.89	001	JG–1*	2.17	006	GSP–1	0.66	009	DTS–1	0.11**	010	PCC–1	8.35
008	BCR–1	1.70	006	GSP–1	2.02	005	G–2	0.50	007	AGV–1	0.09_7	007	AGV–1	6.76
002	JB–1*	1.44	005	G–2	1.94	001	JG–1*	0.27	001	JG–1*	0.06_1	006	GSP–1	4.33
003	W–1	0.64	004	G–1	1.39	004	G–1	0.26	006	GSP–1	0.04_2	005	G–2	2.65
010	PCC–1	0.00_4	010	PCC–1	0.51	010	PCC–1	0.01_5	005	G–2	0.03_4	001	JG–1*	2.17
009	DTS–1	0.00_2	009	DTS–1	0.15	009	DTS–1	0.01_3	004	G–1	0.03	004	G–1	1.94

Chemical data are average values by FLANAGAN (1972)
* 〃 〃 by ANDO et al. (1974)
** Cr_2O_3 を含むため MnO の標準試料としては適当でない.

第4表　混合標準試料の化学組成（SiO_2 含有率の高い試料）

Chemical composition of mixed standard samples (M-sample)

Part I. M-sample with a higher content of SiO_2.　　(%)

No.	R-401	JB-1	JG-1	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
FO-013	1.0			99.4	0.02_1	0.45	0.01_2	—	—	—	0.01	0.00_5	—
FO-160	0.8	+ 0.2		89.96	0.28	3.27	1.80	0.03	1.55	1.85	0.57	0.29	0.05
FO-161	0.6	+ 0.4		80.51	0.55	6.08	3.59	0.06	3.10	3.70	1.13	0.58	0.10
FO-162	0.4	+ 0.6		71.07	0.81	8.90	5.38	0.09	4.64	5.54	1.68	0.87	0.16
FO-163	0.2	+ 0.8		61.62	1.08	11.71	7.17	0.12	6.19	7.39	2.24	1.15	0.21
FO-002		1.0		52.18	1.34	14.53	8.96	0.15	7.74	9.24	2.80	1.44	0.26
FO-164	0.7	+	0.3	91.26	0.10	4.58	0.66	0.02	0.22	0.65	1.02	1.19	0.03
FO-165	0.3	+	0.7	80.42	0.19	10.10	1.52	0.04	0.51	1.52	2.37	2.77	0.07
FO-001			1.0	72.28	0.27	14.23	2.17	0.06_1	0.73	2.17	3.38	3.96	0.09_8
FO-166			0.5 + 0.5	62.23	0.81	14.38	5.57	0.11	4.24	5.71	3.09	2.70	0.18

第5表　混合標準試料の化学組成（MgO の含有率が高い試料および SiO_2 含有率が低い試料）

Chemical composition of mixed standard samples (M-sample).

Part II. M-sample with a higher content of MgO and a lower content of SiO_2.　　(%)

	No.	sample		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
for MgO	FO-121	DTS-1 + JB-1	(0.5 + 0.5)	46.34	0.68	7.38	8.80	0.13*	28.77	4.70	1.40	0.72	0.13
	FO-122	DTS-1 + R401	(0.5 + 0.5)	69.95	0.02	0.34	4.33	0.06*	24.90	0.08	0.01	0.00	0.00
	FO-123	DTS-1 + JB-1	(0.2 + 0.8)	49.84	1.07	11.67	8.89	0.14*	16.15	7.42	2.24	1.15	0.21
	FO-124	PCC-1 + JB-1	(0.2 + 0.8)	50.12	1.08	11.77	8.84	0.14*	14.83	7.49	2.24	1.15	0.21
	FO-125	DTS-1 + BCR-1	(0.2 + 0.8)	51.70	1.76	10.94	12.45	0.17*	12.73	5.57	2.62	1.36	0.29
	FO-126	DTS-1 + R-401	(0.2 + 0.8)	87.62	0.02	0.41	1.74	0.02*	9.98	0.03	0.01	0.00	0.00
	FO-127	PCC-1 + R-401	(0.2 + 0.8)	87.90	0.02	0.51	1.68	0.02*	8.66	0.10	0.01	0.00	0.00
	FO-128	BCR-1 + W-1	(0.5 + 0.5)	53.57	1.64	14.30	12.24	0.18	5.04	8.94	2.71	1.17	0.25
for SiO_2	FO-167	JB-1 + GA-4	(0.8 + 0.2)	42.23	1.07	11.80	7.82	0.12	24.59	7.61	2.24	1.15	0.21
	FO-168	JB-1 + GA-4	(0.6 + 0.4)	32.28	0.80	9.06	6.68	0.09	41.44	5.98	1.68	0.86	0.16
	FO-169	JB-1 + GA-4	(0.4 + 0.6)	22.34	0.54	6.33	5.54	0.06	58.30	4.34	1.12	0.58	0.10
	FO-170	JB-1 + GA-4	(0.2 + 0.8)	12.39	0.27	3.59	4.40	0.03	75.15	2.71	0.56	0.29	0.05

* Cr_2O_3 を含むため MnO の標準試料として適当でない．

第6表 合成標準試料の化学組成

Chemical composition of composite samples (C-sample). (%)

	No.	Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
for SiO_2	FO–002	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(1.0 + 0)	52.18	1.34	14.53	8.96	0.15	7.74	9.24	2.80	1.44	0.26
	FO–361	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(0.8 + 0.2)	41.74	1.07	11.62	7.17	0.12	6.19	7.39	2.24	1.15	0.21
	FO–362	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(0.6 + 0.4)	31.31	0.80	8.72	5.38	0.09	4.64	5.54	1.68	0.86	0.16
	FO–363	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(0.4 + 0.6)	20.87	0.54	5.81	3.58	0.06	3.10	3.70	1.12	0.58	0.10
	FO–364	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(0.2 + 0.8)	10.44	0.27	2.91	1.79	0.03	1.55	1.85	0.56	0.29	0.05
	FO–000	JB–1 + $Li_2B_4O_7$(0 + 1.0)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
for TiO_2	FO–440	JB–1 + TiO_2* (0.96 + 0.04)	50.09	5.29	13.95	8.68	0.14	7.43	8.87	2.69	1.38	0.25
	FO–441	JB–1 + FO–440(0.25 + 0.75)	50.61	4.30	14.10	8.69	0.14	7.51	8.96	2.72	1.40	0.25
	FO–442	JB–1 + FO–440(0.5 + 0.5)	51.14	3.32	14.24	8.78	0.14	7.58	9.06	2.74	1.41	0.26
for CaO	FO–420	JB–1 + CaO** (0.9 + 0.1)	46.96	1.21	13.08	8.06	0.14	6.97	18.32	2.52	1.30	0.23
	FO–421	JB–1 + FO–420(0.5 + 0.5)	49.57	1.27	13.80	8.51	0.14	7.35	13.78	2.66	1.37	0.25
	FO–422	BCR–1 + FO–420(0.5 + 0.5)	50.73	1.70	13.34	10.73	0.16	5.21	12.62	2.90	1.50	0.30
for Fe_2O_3	FO–480	BCR–1 + Fe_2O_3***(0.9375 + 0.0625)	51.09	2.06	12.76	18.81	0.17	3.24	6.49	3.07	1.59	0.34

* TiO_2: Johnson Matthey Specpure Labo No. S52208A

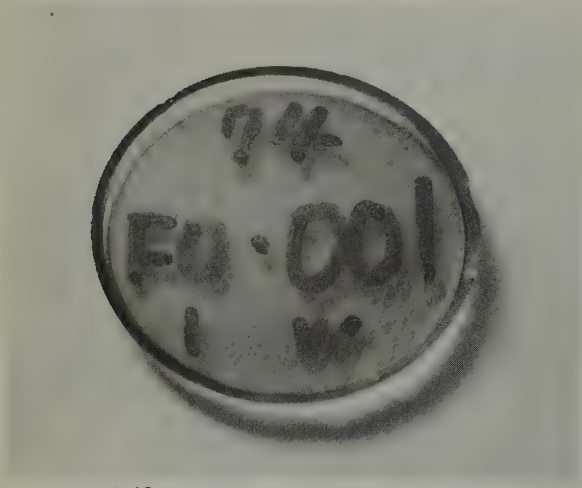
** CaO: Johnson Matthey Specpure Labo No. S2800 $CaCO_3 \times 0.5603$

*** Fe_2O_3: Industries Inc. Spex Lot No. 06681

第7表　2つの試料の採取・混合方法の相違による調製ガラス円板の比較 (SiKα)

Comparison of SiKα intensities measured on the two glass discs made of the same M-sample, but mixed in defferent ways.

	Intensity		Ratio
	100 sec.	300 sec.	
A	1804682 1808345 1805338	5418365	1
A′	1808672 1807750 1809103	5425525	1.001
B	1799616 1806625 1808211	5414452	0.999
B′	1809129 1806955 1811629	5427713	1.002



第13図　ガラス円板の整理番号の一例

An example of coding and numbering of a glass disc sample.

筆者らは服部（1969, 1971）の測定試料の整理方法に準じて次の方法で整理した．

ガラス円板の表面（照射面でない方）に直接マジックインキで，符号とNo.を入れる（第13図），同時にガラス円板作成原簿を作成して，No.，試料品名，産地，作成年月日，その他作成中に気付いたことなどなるべく詳しく記入する．第13図に示したガラス円板の，上部74は1974年の74であり，中部のFは Fuse の意味を示し，0は筆者らの頭文字である．001は試料の種類をあらわす番号で，筆者らの場合は JG–1 を示し，1974，1975いずれも001は JG–1 である．下部の1は個体No.で，各年ごとに作成順につける．Wは検量線用標準試料，Rは対比用標準試料，Sは測定試料とする．

なお試料品名No.については，次のように区分している．

001-099までは岩石の標準試料用．

100-299までは岩石と岩石の混合試料用．

300-499までは岩石と試薬の合成試料用．

500以上を測定試料用としている．

7. おわりに

けい酸塩岩石のガラス円板作成について，第一段階として，るつぼを使用して融塊を作成する，第二段階として融塊を成型ざらで再融解してガラス円板を作成する，2段階の方法を研究検討した結果，次の利点があることがわかった．

1. 移し替えによる試料の損失がないこと．
2. 泡取りが簡単で，白熱光で目を痛めないこと．
3. 同一状態のガラス円板を多数作成できるので，標準試料ガラス円板を長期に渡って使用できること．
4. 高温による再融解を行うので，ガラス円板中に，未分解部分が残らないこと．

ここでは地質調査所において購入した機器および器具の性能をじゅうぶん生かして使用したが，ビードマシンのない所ではもちろん服部（1971）考案の金・白金合金るつぼを使用して，電気炉，ガスバーナー等で，融解，成型を行ってもよい．

近年ガラス円板作成用の機器の進歩はめざましく，数個の平ざら（成型用白金合金ざらに似たさら）を電気炉内で回転しながら融解し，その際臭化ナトリウム等を添加して，表面がフラットなガラス円板を作成できるもの（安部，1974）もあり，今後ますますけい光X線分析へのガラス円板使用は増すものと思われる．

標準試料のうち，岩石の混合標準試料，岩石と試薬の合成標準試料は，既存の岩石標準試料の組成範囲に適当な間隔をもつように作成されているので，これら3種の標準試料で未知試料を内そう法で測定した結果は良好であった．これらの検討結果は第2報に詳しく述べる予定である．

文　献

安部忠広（1974）　鉄鋼業におけるけい光X線分析法の応用．日本金属学会会報，vol. 13, p. 429–431.

Ando, A., Kurasawa, H., Ohmori, T., and Takeda, E. (1974) 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG–1 granodiorite and JB–1 basalt. *Geochemica Journal*, vol. 8, p. 175–192.

Flanagan, F. J. (1973) U.S.Geological Survey 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 1973, vol. 37, p. 1189–1200.

合志陽一（1974） 熔融法．窯業協会，螢光分析技術講習会，p. 71–73.

服部 仁（1971） 螢光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調製法．地調月報，vol. 22, p. 103–116.

――――（1973） 融解による各種の試料調製法．分析機器，vol. 11, p. 37–46.

――――・柴田 賢（1969） 螢光X線分析法による岩石中の Rb および Sr の定量．地調月報，vol. 20, p. 51–76.

宗宮重行・山岸良司・服部 仁（1972） 学振法“マグネシアクリンカーのけい光X線分析方法”の共同実験（講演要旨）．けい光X線分析のパネル討論会―粉体試料の調製法―（日本分析化学会・X線分析研究懇談会主催，1972・11・28），p. 17–19.

――――・――――・――――（1972） マグネシアクリンカーのけい光X線分析方法．学術月報，vol. 25, p. 423–448.

（受付：1975年11月25日；受理：1975年12月22日）

543.422.8：552：549

半導体検出器を用いた螢光X線分析法の検討　その1
——分解能による検出エネルギースペクトルの変化——

丹治耕吉*　金谷　弘**

Studies on X-ray Fluorescence Analysis Using a Solid State Detector
1　Characteristics of energy spectral patterns under various resolutions

Kōkichi Tanji and Hiroshi Kanaya

Abstract

The resolution of a detector is one of the important characteristics in the determination of elements in rocks and ores by X-ray fluorescence analysis. Energy spectral patterns were synthesized and plotted by computer program and the changes of patterns under various resolutions of the detector were studied.

It is concluded that the solid state detector has not the sufficient resolution to distinguish the elements having smaller atomic numbers such as silicon and aluminium, but it is quite suitable for the elements having the atomic numbers equal to or larger than that of potassium or calcium.

要　旨

電子計算機によって，螢光X線定量分析における検出スペクトルの合成をおこない，いくつかの基礎的な問題を検討した．

今回は半導体検出器 Si(Li), Ge(Li) で螢光X線分析をおこなうことを考え岩石中に含まれる7元素を対象に検討した．従来のLiF結晶等を使用した螢光X線法にくらべ現在の半導体検出器のエネルギー分解能はかなり劣る．このためアルミニウム，ケイ素など低い原子番号の元素のX線エネルギーのピーク判別は，隣接ピークの重なりのため肉眼的には良くない．しかしカリウム・カルシウムより大きい原子番号の元素については判別能力はかなり良好で，半導体検出器の多元素同時分析などの特徴を考えると当方式による元素の定量は相当の期待がもてる．

1．緒　言

分光結晶を用いた従来の螢光X線分析法による岩石中の元素の定量は，服部・柴田（1969），服部（1971）にもみられるようにかなり完成された方法として実用に供されている．

しかし高次線の発生や試料と検出器の位置設定に厳密なコリメーションを必要とするこの方法は必然的に大型，大重量，大電力となり調整等も複雑となる．

ここ数年来 Ge(Li) や Si(Li) などの画期的な高分解能を有する半導体検出器の出現と低雑音増幅器，高性能多重波高分析器などの実用化により X·γ 線の分野で光学系や機械的可動部分がなく小型，軽量で調整の簡単なこれら測定器が従来の方法に代り広く利用されるようになってきている．とくに EPMA や螢光X線分析器などの工業分析機器では急速な導入がはかられている．

通常半導体検出器は −170℃ の液体窒素中で使用するのが常であったが，最近 pure Ge とか Intrinsic Ge と呼ばれる低エネルギー X·γ 線検出器が開発され使用時以外は液体窒素を必要としないタイプのものが入手可能となっている．このことは今後ますます広範に利用される可能性を示唆するものと思われる．

今回は半導体検出器—多重波高分析器による多元素同時分析法を岩石・鉱石の元素分析に利用する立場から主として検出器分解能の違いによって検出されるX線のスペクトル分布がどのように変化するかを，電子計算機を用いて計算し，結果をカーブ，プロッターに出力させその適用性を考察し，一部バックグラウンドの差し引きの

* 技術部
** 物理探査部

問題にふれた．これらは半導体検出器を用いる場合の最も基礎的な問題点である．

本稿をまとめるにあたり，実際のプログラム作成に懇切な指導と助言をあたえられた物理探査部中塚 正技官，岩石中の元素含有量等で御教示いただいた地質部片田正人技官に対し厚く御礼を申し上げる．

2. 設定条件および計算方法

現在，低エネルギー用 X・γ 線検出器，Si(Li), Ge(Li), pure Ge の分解能は MnKα 線 (5.89keV) のエネルギーに対しそのエネルギーピークの半分の高さでの拡がりで定義され FWHM (Full width at Half Maximum) と呼ばれる．

今日この FWHM は 0.150–0.500 keV のものがあり，その検出面積は 12–1,000 mm² のものまで入手可能である．通常検出器分解能と検出面積は逆比例の関係にあり分解能のよいものほど検出面積は小さくなる．これは元素の螢光X線スペクトルの判別には分解能のよいものほど有利なのは当然であるが検出面積が小さくなると立体角が小さくなり入射X線の数が少なく，励起線源の強度を増すか，長時間測定が必要となる．

定量分析を行う時は，検出下限元素，検出下限含有量等を考慮し，これらを選択する必要がある．また螢光X線分析をおこなう場合，マトリックス効果，計数の統計的変動の平滑化処理，ピークの検出，ピーク面積の求め方など当然検討しなければならない諸問題があるがこれは稿を改めておこないたい．

岩石・鉱石等天然の試料の元素分析を考えると非常に多くの元素がその対象となる．とくに岩石の場合はその主要構成元素に微量元素を加えると Flanagan (1973), Ando et al. (1974) の標準試料のまとめにもみられるようにほとんどすべての元素が含まれるとみてよい．このことは隣接元素の判別，下位原子番号元素の Kβ 線の上位元素の Kα 線への重なり等多くの問題点が考えられる．

今回は検出器分解能，0.150, 0.200, 0.300, 0.400keV の4つの場合につき，通常岩石の元素分析の場合の主元素である Al(Z=13) と Si(Z=14),K(Z=19) と Ca(Z=20), 微量元素として Rb(Z=37), Sr(Z=38) に Zr(Z=40) を加えたものを対象に電算機で螢光X線スペクトルの計算と作図，合成をおこなった．これら計算に使った諸条件は以下の通りである．

1) 各元素の螢光X線は Kα 線と Kβ 線のみとし，そのエネルギーピークの比率を 5 : 1 と仮定した．

2) 螢光X線スペクトルはガウス分布を示す．

3) 各元素の螢光X線エネルギーEに対する FWHM は次式であらわされるものとする．

$$\mathrm{FWHM} = \sqrt{R^2 + 2.74(E - 5.89)} \quad (\mathrm{keV})$$

R = 検出器分解能 (keV)

E = 螢光X線エネルギー (keV)

4) バックグラウンドは無視する．

5) Al, Si, K, Ca, Rb, Sr, Zr の各々の Kα 線，Kβ 線は第1表のものを用いた．

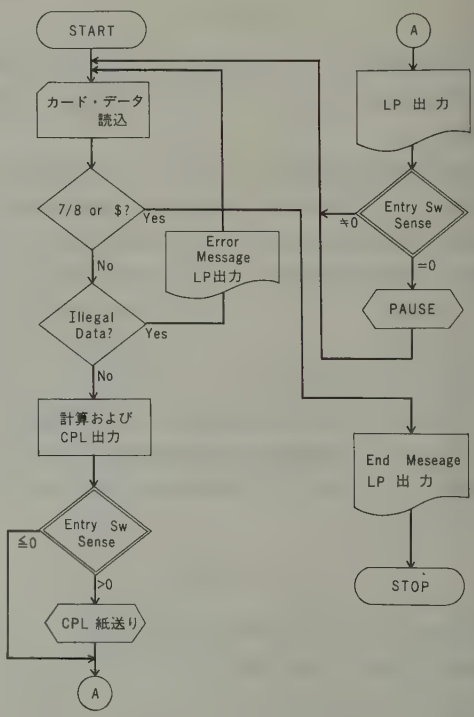
6) 計算間隔は 0.010 keV 幅とした．

7) 各元素の螢光X線スペクトルの大きさはそのスペクトル面積であらわされるが便宜上エネルギーピークの最大値が同じであるとした．

3. 電算機による計算

X線スペクトルの計算には電子計算機を用いて Kα, Kβ のエネルギー，スペクトル強度など必要なデータをカードによって入力し，前節に述べた条件に従ってX線スペクトルを計算し，結果をラインプリンターから出力し，同時にカーブ，プロッターからグラフを出力した．

グラフ出力のY座標は要すれば対数座標をとることができる．このことは入力カードの中の1桁のデータによって制御される．また電算機のコンソールのエントリー



第1図 エネルギースペクトル合成プログラムの流れ図

スイッチによってカーブ，プロッターの紙送りが制御され，紙送りせず全グラフを1枚のグラフとすることもでき，ロール，ペーパ，カット，シートをそれぞれ用いることもできる．

プログラムの機能の概略を第1図に示す．なお本報告では前節に述べた7元素について計算を行ったが，プログラムでは同時に30個までのピークについて計算および出力ができるようになっている．

本報告で用いた電算機は Tosbac 3400 モデル51であり，カーブ，プロッターは 248 mm×378 mm のフラットベース型のものを使用した．

4. 結果の考察

以下に得られた結果について基礎的な考察を試みる．

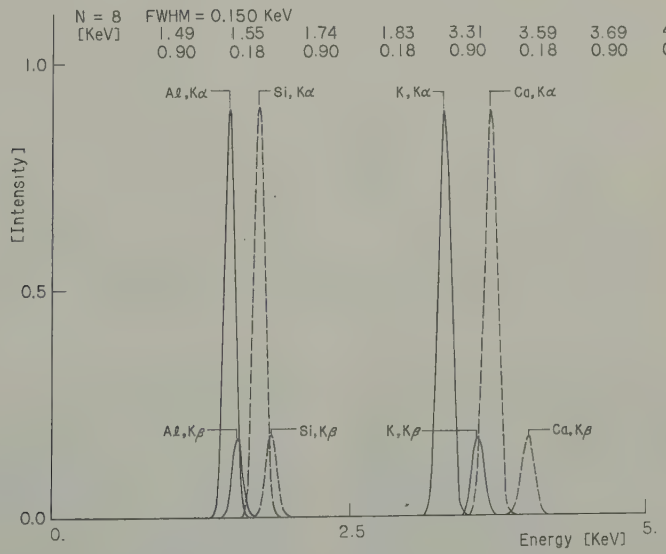
4.1 Al と Si について

岩石を扱う場合 Al と Si は主要元素で，通常パーセントの単位で存在する元素である．Al の Kα, Kβ のエネルギーは第1表にみられるとおりでその差は 0.06 keV であり，同様に Si は 0.09 keV である．このことは分解能の面からも予想されるように両元素の Kα 線，Kβ 線を判別することはかなり難かしい．FWHM, 0.150 keV の検出器では第2-a図にみられる通り完全に重複している．しかし Kα 線，Kβ 線の分離ができないことは定量の不可能を意味するものでない．この場合のエネルギーピークをその最大値でみるかぎり，Al 1.49 keV→1.50 keV, Si 1.74 keV → 1.75 keV と 0.01 keV ずつシフトしている．

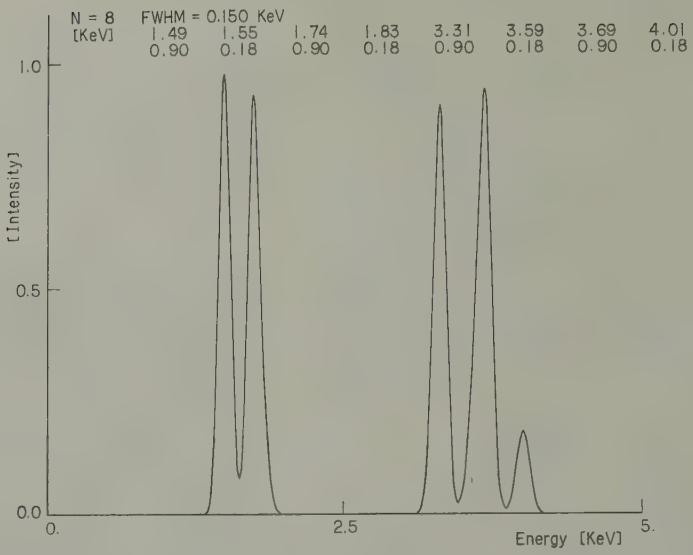
Al, Si の各々の Kα, Kβ 線が重複したそれぞれの Kα 線の位置における計数の増加率は約7％および2％であって 0.01 keV ずつシフトした最大値における増加率は8％および3％を示している．Al と Si の最大ピークを示す位置での両者のピークの比は1：0.95であって Kα 線の大きさは同じであってもみかけのピークの大きさは第2-b図にみられるように異なる．またバックグラウンドを差引くときエネルギーピーク間の変曲点(最少値)を使う方法があるが，Al, Si 間のスペクトルの重なりによるこの値は Kα 線を基準とした場合約9％の計数を示しバックグラウンド引き過ぎの原因となる．FWHM, 0.200 keV のものにつき同様考察（第3-a，b図）を行うと，Al, Si はそれぞれ Kα, Kβ の判別は勿論できな

第1表　計算に使った Al, Si, K, Ca, Rb, Sr, Zr の Kα 線，Kβ 線のエネルギー

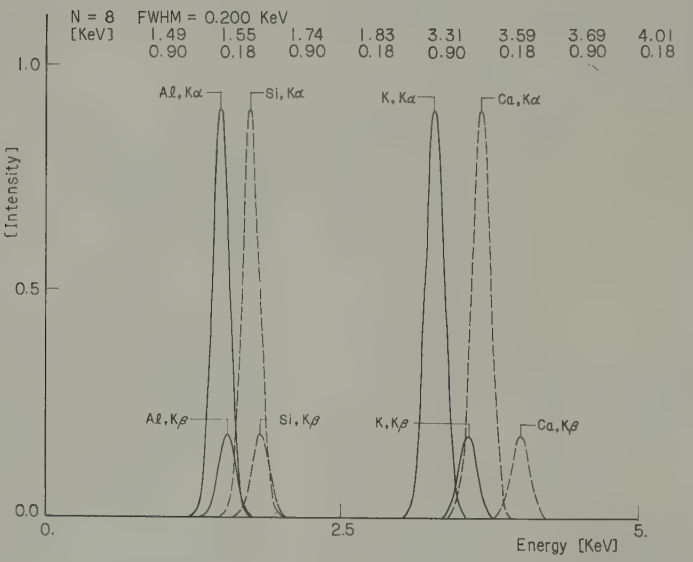
X-ray/Z	Al	Si	K	Ca	Rb	Sr	Zr
Kα(keV)	1.49	1.74	3.31	3.69	13.39	14.16	15.77
Kβ(keV)	1.55	1.83	3.59	4.01	14.96	15.83	17.67



第2-a図　検出器分解能 0.150 keV の場合の Al, Si, K, Ca の Kα 線，Kβ 線のエネルギースペクトル



第 2 - b 図　2 - a 図の合成スペクトル



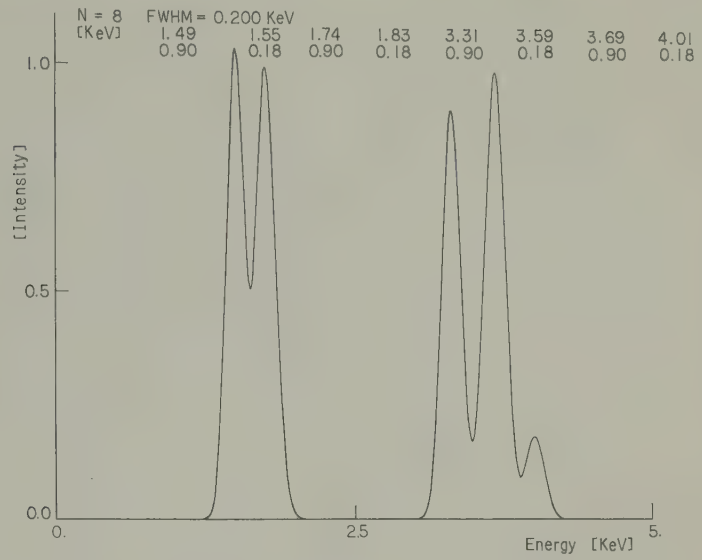
第 3 - a 図　検出器分解能 0.200 keV の場合の Al, Si, K, Ca の Kα 線，Kβ 線のエネルギースペクトル

い．ピーク位置は 0.01 keV ずつのシフトで 0.150 keV のものと同じであるが第 3 - b 図にみられるようにエネルギーピークの大きさは Al が14%，Si が10%増，両者が共存したときは Al が15%，Si が10%で隣接元素の影響がかなり大きくでてきている．また両元素間の最少値はそれぞれの Kα 線の大きさの57%にも達する．FWHM, 0.300 keV の結果を第 4 - a，b 図でみると Al, Si のピークの判別すら困難であり単純な計算による定性，定量は全く不可能であろう．

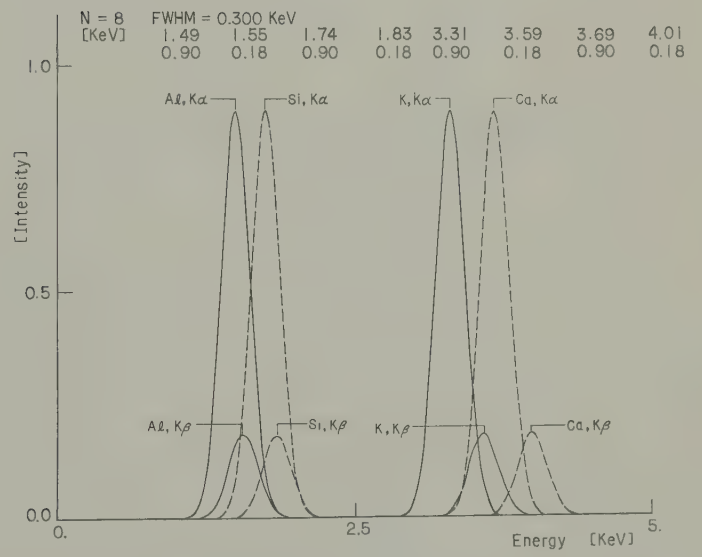
4.2 K と Ca について

FWHM, 0.150 keV の場合（第 2 - a 図），K, Ca 両元素のスペクトルは Kα, Kβ に多少重なりが観察されるもののピークシフト，ピーク計数率の増加は全く認められず良好な判別ができる．

これを FWHM, 0.200 keV（第 3 - a 図）の結果でみると K, Ca のそれぞれの Kα, Kβ はかなり接近してく



第3－b図　3－a図の合成スペクトル



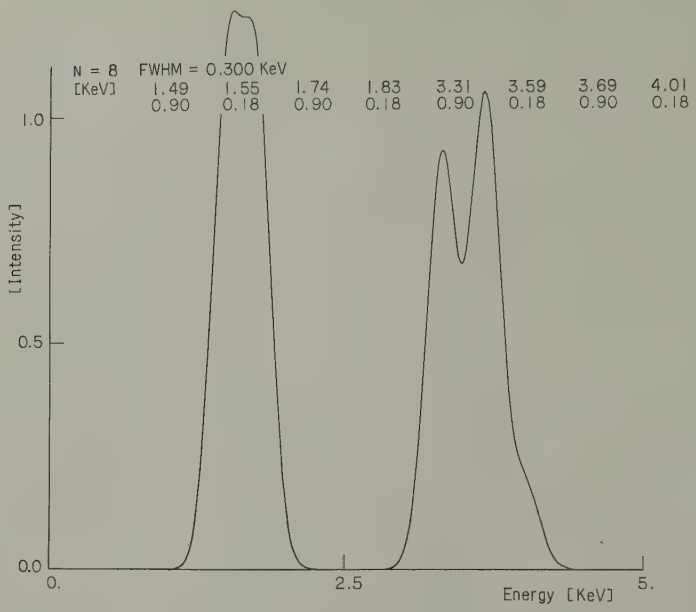
第4－a図　検出器分解能 0.300 keV の場合の Al, Si, K, Ca の Kα 線，Kβ 線のエネルギースペクトル

るがピークシフト，ピーク値の計数変化ともに認められない．

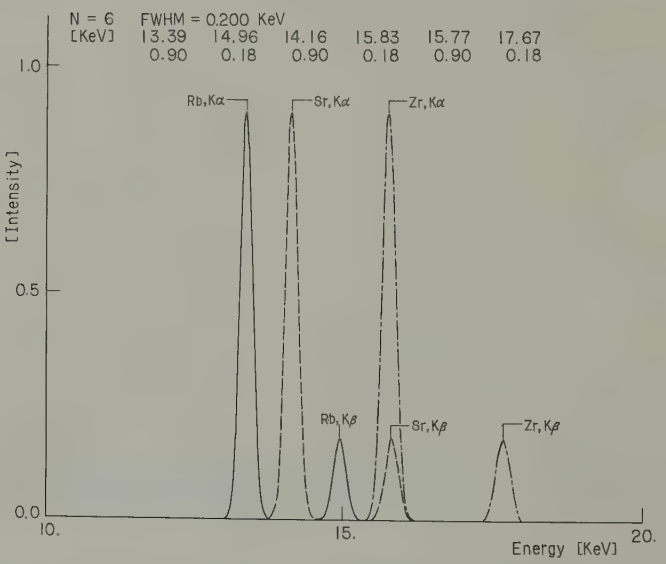
FWHM, 0.300 keV（第4－a図）の場合，KとCaの各々のKα線，Kβ線はAl, Siの場合と同様に両者のKα, Kβ線のかなりの部分が重なり区別がつかなくなる．またK, Caの両元素が共存した場合KのKβ線3.59 keVとCa, K線の3.69 keVのエネルギー差が0.100 keVしかないため両者が重複してあらわれる．

K, Ca両元素が共存するときFWHM 0.150 keV（第2－b図）の場合をみるとCaのKα線のピークシフトは認められないがKのKβ線の影響があらわれ計数値で約3％程度の増加となっている．

同様にFWHM, 0.200 keVの場合（第3－b図）CaのKα線に0.01 keVのピークシフトが認められ9％程度の計数増加をきたしているがスペクトルの分離はまだ肉眼的に十分判別可能である．



第 4 - b 図　4 - a 図の合成スペクトル

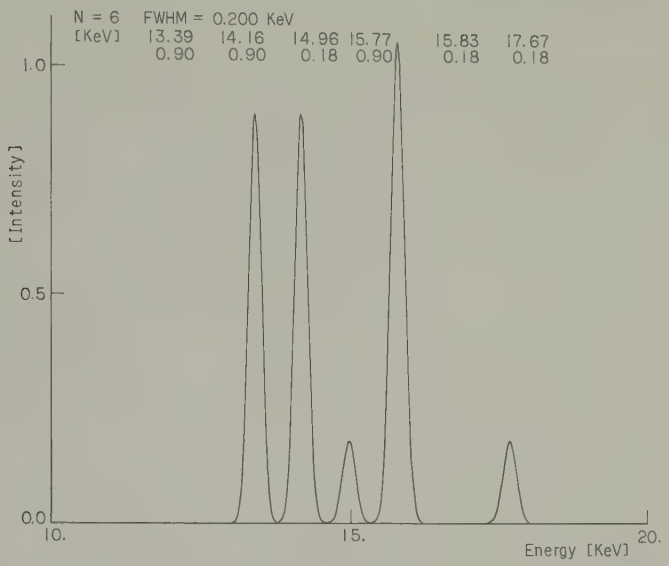


第 5 - a 図　検出器分解能 0.200 keV の場合の Rb, Sr, Zr の Kα 線，Kβ 線

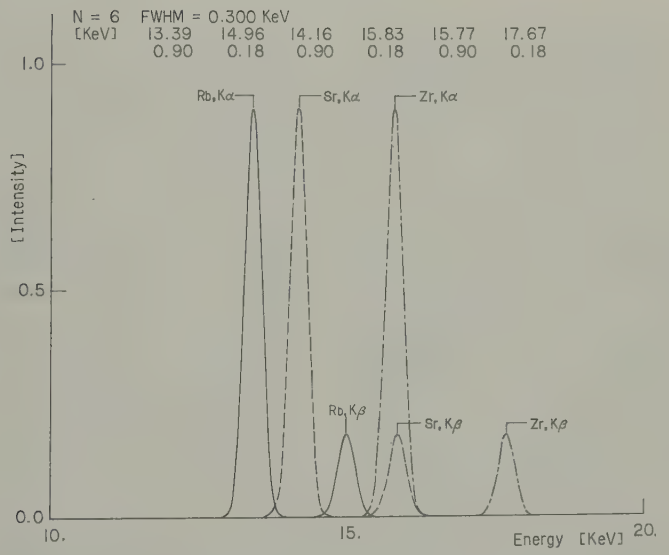
FWHM 0.300 keV では（第 4 - b 図）Ca Kα 線，K の Kβ 線の拡がりが K の Kα 線にまで影響がおよび，K の Kα の 3.31–3.32 keV，ピーク計数値 2 %増，Ca の Kα 3.69→3.68 keV ピーク計数値17%増となる．

これらの K と Ca が共存する場合 K の Kα 線と Ca の Kα 線間の最少値を示す部分の計数値は，FWHM，0.150 keV のとき K の Kα の大きさを基準にすると約 2 %，0.200 keV のとき 19%，0.300 keV では73%と分解能が悪くなるにしたがい急激に増加してくる．

Ca 定量の際，K の Kβ の Ca の Kα への計数（重なり）の影響を差しひかねばならないが Ca の含量に比べ K の含量が著しく少ないときはまったく問題にならな



第5－b図　5－a図の合成スペクトル

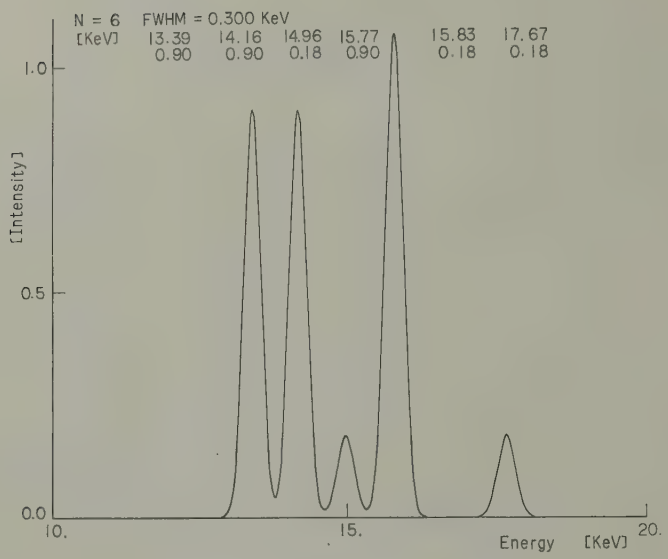


第6－a図　検出器分解能 0.300 keV の場合の Rb, Sr, Zr の Kα線，Kβ線のスペクトル

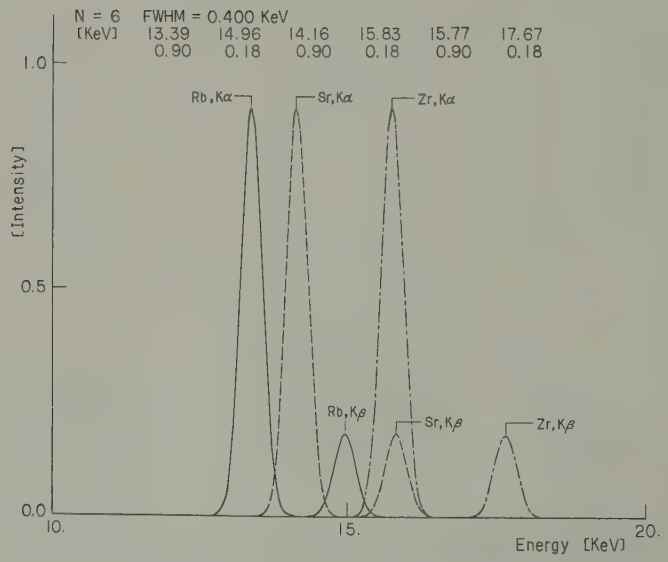
い．FWHM 0.200 keV の場合でみると Ca/K 比が $^1/_{11}$ 程度になると Ca の Kα線の計数とKの Kβ線の拡がりによる Ca, Kα線の位置における計数がほぼ等しくなる．また同時に実際にはバックグランドも差引かねばならないし，それぞれの統計的変動も考慮するとKに対し Ca の少ない試料ではその誤差は無視できなくなる．

4.3　Rb, Sr および Zr について

FWHM, 0.200 keV の場合を第5－a図に示す．Rb, Sr, Zr のそれぞれの元素の Kα, Kβ のスペクトルの重なりはまったく認められない．0.300 keV, 0.400 keV の



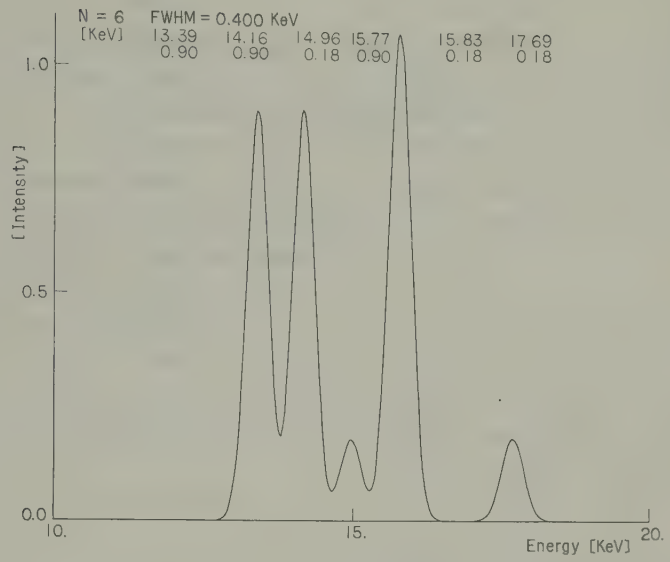
第 6 - b 図　6 - a 図の合成スペクトル



第 7 - a 図　検出器分解能 0.400 keV の場合の Rb, Sr, Zr の Kα 線，Kβ 線のスペクトル

結果を第 6 - a 図，7 - a 図でみると，0.200 keV の場合と同様それぞれの元素の Kα, Kβ はきれいに分離されている．

これら 3 元素が共存する場合を第 5 - b，6 - b，7 - b でみると Rb, Sr のピークシフトは FWHM, 0.200 keV–0.400 keV のいずれも認められないが Sr の Kβ 線 15.83 keV と Zr の Kα 線 15.77 keV がそのエネルギー差 0.06 keV のため重複し，SrKβ 線の ZrKα 線への影響は



第7-b図　7-a図の合成スペクトル

それぞれのKα線の大きさを等しいとしたときFWHM, 0.200 keV, 0.300 keV, 0.400 keV とも 0.01 keV のエネルギーピークシフトを示し約17%程度の計数増をZr, Kα線スペクトルにもたらす．このことはZr定量の際Sr/Zr比が$^{6}/_{1}$のときSrのKβ線の計数とZrのKα線の計数がほぼ等しくなることを意味している．

FWHM, 0.200 keV, 0.300 keV, 0.400 keV の場合のRb, Kα線，Sr, Kα線間の最少計数をK, Caの場合と同様に求めるとそれぞれ0%，6%，21%となり分解能が悪くなるほど急激に重なりが増えることがわかる．他のエネルギーピーク間の最少値はこれより少ない．

なおSr(Z = 38) とZr(Z = 40) の間にY(Z = 39) が存在するが今回はYを考慮しなかった．

5. 検討とまとめ

Al, Si, K, Ca, Rb, Sr, Zr の7元素につき半導体検出器の分解能からみた基礎的な考察結果をまとめると次のとおりである．

1) 検出器分解能はAl, Siでみられたように FWHM, 0.150 keV でもKα, Kβ線の判別が不可能である．このことはLiF結晶を用いた従来の波長分散法にくらべエネルギー判別能力はかなり悪い．これを解決するには，

FWHM, 0.100 keV 以下のものが必要となろう．K, Caが共存するとき FWHM, 0.150 keV のものではKのKα線のピークシフトは認められない．またK, CaのKα線ピーク間の変曲点（最小値）もKα線の大きさの2%程度である．

Rb, Sr, Zr が共存する場合も FWHM, 0.200–0.400 keV のもので Rb, Sr, Kα線のピークシフトは認められない．Rb, Sr, Kα線間の変曲点における計数は，0.200 keV で0%, 0.300 keV で6%程度である．

非常に大ざっぱな断定を下すとすると，Al, Si が共存するときの定量は FWHM, 0.200 keV 以下，K, Ca は同様0.300 keV 以下，Rb, Sr, Zr は 0.400 keV のものでもピークシフトは0.01 keV 程度であり判別は可能である．これより悪い分解能のものでも電算機による数学的処理を行えば定量は可能であろう．

2) K, Caが共存する場合のKのKβ線とCaのKα線の重なり，SrのKβ線とZrのKα線との重なりにみられるように，低位原子番号元素のKβ線と上位元素のKα線の重なりは後者の計数が前者にくらべて大きいときは問題にならないが，これが逆になると大きな誤差を生ずることになる．

3) 分解能が悪くなるに従って隣接するスペクトルが重なりスペクトル間の最少値（変曲点における計数値）が急激に増加し見かけのバックグランドを増加させる．

4) 元素の定量を行う場合，計数値の統計的変動，重畳する下位元素のKα線とバックグランドの差し引き等

を考慮するとかなりの誤差を生ずると思われる．分解能が悪い場合はさらに隣接元素の影響を差し引く必要がある．

5) これら状況を考慮に入れ，エネルギーピークの判別を容易にし，事後処理を簡単にするためには分解能のより良好なものを使う必要がある．このために Al, Si(Z = 13, 14) 程度の元素では FWHM, 0.150 keV 以下 K, Ca, Ti(Z = 19 - 22) は FWHM, 0.200 keV が大きな目安と考えられる．

文 献

Ando, A., Kurasawa, H., Ohmori, T. and Takeda, E. (1974) 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG–1 granodiorite and JB–1 basalt. *Geochim. J.*, vol. 8, p. 175–192.

Elad, E. and Gedeke, D. A. (1971) Light element analysis with Si(Li) X-ray energy analysers. VIth International conferrence on X-ray optics and microanalysis, Osaka, Japan (preprint).

Flanagan, F. J. (1973) 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, p. 1189–1200.

服部 仁 (1971) 螢光X線分析法による岩石中の珪酸塩定量用のガラス円板試料調製法．地質調月，vol. 22, p. 103–116.

――――・柴田 賢 (1969) 螢光X線分析法による岩石中の Rb および Sr の定量．地質調月，vol. 20, p. 51–76.

(受付：1975年 9 月19日；受理：1976年 2 月12日)

550.93：551.216：551.79(522.5)

阿蘇火山岩石の ^{14}C 年代

——日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代 II——

太田 良平* 神谷 雅晴** 植木 保吉***

^{14}C-Age of a Sediment in Aso Volcano
^{14}C-Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan II

Ryohei Ota, Masaharu Kamitani and Yasukichi Ueki

Abstract

The carbon-14 age of a carbonaceous sediment, unconformably resting upon a clay bed of 2m+ thick on altered Yunotani Volcanics and being covered by recent volcanic ash, is 970 ± 90 years.

要 旨

阿蘇中央火口丘群西部において，変質した湯ノ谷火山噴出物および粘土層（厚さ2m+）の上に不整合に載り，そして新期火山灰層で不整合に覆われる炭化木片層から試料を得て ^{14}C 年代測定を行い，970±90年の値を得た．

1. 序 言

昭和48-50年度に行われた全国地熱基礎調査の一つとして，昭和49年度に阿蘇火山が採り上げられ，中央火口丘群西部の南は垂玉から北は湯ノ谷に至るまでの一帯の地区の変質帯調査を実施し，太田・神谷の指導の下に植木が現地調査に当たった．この時採集した炭質物1個について，学習院大学で ^{14}C 年代測定を行い，その結果が出たのでここに報告する．

2. 実験結果

学習院大学の試料番号	Gak-5665
地質調査所の試料番号	As-74102004
試料名	Charred wood
測定年代	970±90 years

3. 阿蘇火山

阿蘇火山は巨大なカルデラと中部九州の広大な面積を覆い流出した大量の火山砕屑流をもって知られているが，カルデラ内に位置する中央火口丘群については調査報告は少なく，本間・迎（1938）と Matsumoto (1963) の2つがあるのみである．

阿蘇中央火口丘群は東西方向に配列する10数個の火道から噴出した成層火山・熔岩流・噴石丘などからなり，全体を通じてのこれらの生成順序は必ずしも明確ではな

第1図 試料採取地点(×)
(5万分の1阿蘇山)

* 地 質 部
** 中国出張所
*** 住鉱コンサルタント株式会社

いが，北西部についていえば湯ノ谷火山噴出物（熔岩を主とし上部では火山砕屑岩を伴う），ついで千里ガ浜火山噴出物（火山砕屑岩を主とし熔岩を挟む）の順序が認められる．なお湯ノ谷火山噴出物は大規模な熱水変質を受けているが，千里ガ浜火山噴出物は全く受けていない．

湯ノ谷温泉の南南西方約 600ｍで，同温泉から吉岡温泉（5万分の1地形図には記載されていない）に向かう途中の道路際で（第1図×点），粘土化した湯ノ谷火山噴出物（熔岩および火山砕屑岩）の上に載る厚さ２ｍ＋の白ないし黄褐色粘土層のさらに上に，炭化木片がレンズ状（厚さ 7 cm，長さ 1 m）に不整合に堆積しており，未変質の新期火山噴出物（厚さ0.6-1 mの淡褐色火山灰および厚さ 0.3-0.4m の黒色火山灰）に不整合に覆われている．実験試料はこの炭化木片層から得た．

また吉岡温泉東方約 100ｍの道路際では，上述の粘土層と同じ層準と考えられる堆積物の中に，湯ノ谷火山噴出物より上位にある千里ガ浜火山噴出物の未変質巨岩（大きいものは径１ｍ以上）が含まれている．したがってこの粘土層は千里ガ浜火山噴出物より古いことはない．

4. 測定値の考察

この炭化木片層は湯ノ谷火山噴出物および千里ガ浜火山噴出物より新しく，新期火山灰層よりも古いことは確実であるが，測定値は１個しかなく，また阿蘇中央火口丘群にはほかに測定値がないので，さらに多くの測定値の蓄積をまって討議したい．

文　献

本間不二男・迎三千寿（1938）　阿蘇中央火口丘群地質構造概報．火山，vol. 4, no. 1, p. 45–76.

Matsumoto, Hatao (1963) Petrological Study on Rocks from Aso Volcano. *Kumamoto Journal of Science, Ser. B, Sec. 1 Geology*, vol. 5, no. 2, p. 1–10.

（受付：1975年９月30日；受理：1976年２月12日）

概　報

551.35：551.462(521.44)

福井県小浜湾の底質分布と堆積環境について

磯部　一洋*

A Study on Distribution of Bottom Sediments and Environment of Recent Sedimentation in Obama Bay, Fukui Prefecture

Ichiyo Isobe

Abstract

The author has discussed the distribution of bottom sediments and the environment of recent sedimentation in the Obama Bay.

As a result of these discussions, the author has come to conclude as follows.

1) According to the sediment chart, muddy sediments distribute in the central, eastern and western portions of the bay, and sandy sediments distribute in the southern and the bay mouth portions.
2) The relationship between the distribution of bottom sediments and the waves action or currents is recognized. The distribution of muddy sediments occupies to the eastern portion of the inner bay mouth where the counterclockwise rotary currents flow out and occupy to the western portion of the bay where are sheltered from waves generated on the outer sea. On the other hand, sandy sediments occupy to the western portion of the bay mouth where the currents flow into the bay and to the southern portion of the bay where waves reach from the outer sea.
3) It is possible to be considered that the sedimentary environment of the recent bottom sediments in the eastern and western portion of the bay is continuation from the "Alluvium".

まえがき

内湾の泥質堆積物の分布については，湾奥水のような循環移動の少ない固有水塊の影響下で形成されるという考え（鎌田ほか，1972），湾流の下流域に分布するという考え（星野，1971）などがある．しかし，堆積を生ずる外的営力からの考察はほとんど行われていないのが現状である．福井県小浜湾の底質，おもに湾内の状況についてはさきに中間報告が行われた（尾原，1973）．これに1973年8月に筆者が実施した湾口部の調査結果を加え，その底質分布に関する若干の考察を試みる次第である．

なお，現地調査および資料収集に際しては，福井県・小浜市・大飯町の関係各位から多くの協力を仰いだ．また本所海洋地質部水野篤行技官から底質の基礎的問題についてご指導を頂いた．付して謝意を表する．

1.　小浜湾周縁の地形・地質概況

小浜湾は比較的急峻な山地にとり囲まれ，沈降性の海岸線を呈している（第1図）．これらの山地は粘板岩を主体とし，砂岩および一部チャートや輝緑凝灰岩を含む古生層堆積岩類と，酸性岩から超塩基性岩にわたる貫入岩類によって構成され（広川ほか，1957），岩層生成母体としては比較的堅硬な岩層からなっているといえる．特に湾口付近の外洋に接する内外海半島および大島半島の先端部には，粗粒砕屑物を生じやすい花崗閃緑岩および夜久野貫入岩類が発達している．また湾内南岸の山地にも粗粒砕屑物を生じやすいチャートが著しく発達してい

* 環境地質部

第 1 図　小浜湾周辺の山地の分布と海底地形図（磯部ほか，1976）

る．一方，その他の沿岸には細粒砕屑物を生じやすい粘板岩を主体とする堆積岩類および風化土壌を生じやすい蛇紋岩を主体とする超塩基性岩が主に分布している．

なお，小浜湾には主要河川として北川・南川および佐分利川が流入し，それらの河口付近における河床勾配は緩やかである．またそれらの沿岸には狭長な沖積平野が形成されている．

2. 小浜湾の底質分布の特徴

尾原（1973）による湾内および筆者による湾口における底質[1]の粒度分析結果から，各試料採取点における泥含有率[2]を求め，含有率の大小から50%以上，50%未満ないし10%以上，10%未満の堆積域区分を行った（第 2 図）．それによると，泥含有率50%以上の泥質堆積物の分布域は湾央を中心に湾の大半を占める．一方，泥含有率10%未満の砂質堆積物の分布域は湾南岸や湾口にあたる．小浜湾の底質は同じ内湾である島根県中海（水野ほか，1969）と比較して，砂質堆積物がはるかに多い特徴がある．

3. 底質分布の考察

湾内の底質は周囲からの供給物質と密接な関係があると考えられる．小浜湾の場合，湾口部の内外海半島および大島半島の先端部には花崗閃緑岩および夜久野貫入岩類が発達し，また湾南岸の山地にもチャートが著しく発達し，粗粒砕屑物を生じやすい．そして湾内に運搬された粗粒砕屑物は供給地の近くに堆積しやすいため，湾口および湾南岸のように砂質が広く分布したと考えられる．

本論では一次的に湾内に供給された砕屑物質が，二次的に波や湾流による移動で再配列されたと考えられる底質の分布について若干の考察を試みた．

3.1 底質分布と湾流

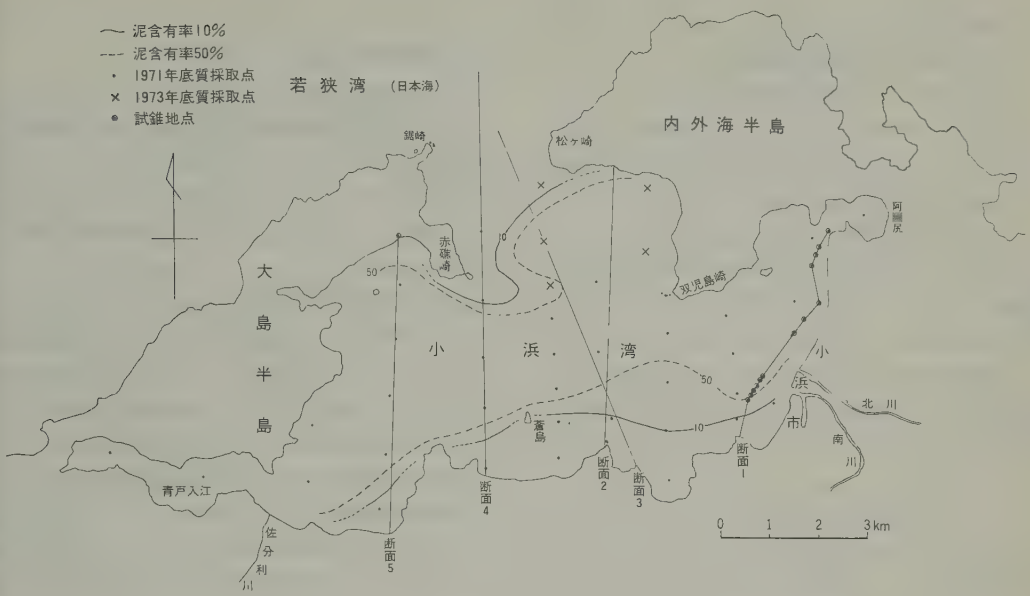
小浜湾には湾口西側から流入した外洋水が湾央を反時計回りに環流し，湾口東側から流出すると考えられる湾流がある（磯部ほか，1976）．これらの湾流方向と底質分布とを比較検討すると星野（1971）の指摘するように両者の間に密接な関係が認められる．すなわち，湾口西側において鋸崎から赤礁崎に沿って進入した外洋水が砂質堆積物を湾内に移動堆積させたかのような底質分布をしている．

実際に筆者によって北川および南川河口地先から湾口に向かう濃密な浮遊物質からなる湾流が観察されており，湾口東側の泥質堆積物は両河川起源と考えてさしつかえない．

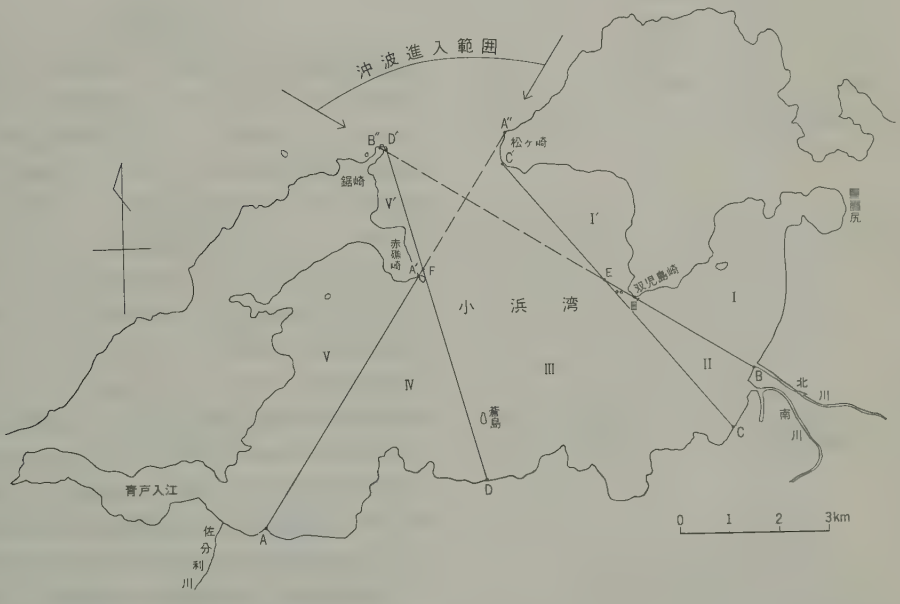
3.2 底質分布と波の進入

小浜湾は長軸方向の距離がわずか 10 km あまりであ

1) ここにいう底質とは，エクマンバージにより採取された海底下10 cm 以内の表層堆積物をいう．
2) 泥含有率は 4φ 以下の粒子（シルト・粘土）の割合である．



第2図　泥含有率分布，底質採取点と試錐地点そして海底断面位置図



第3図　沖波進入湾域区分図

り，湾内で発生する風浪は外洋のそれに比較してきわめて小規模なものである．したがって，北向きの湾口から進入した沖波[3]が湾内の波としてより重要となる．特に日本海沿岸では冬季の北西季節風による風浪は太平洋沿岸のそれ以上にも発達するので（井島，1960），冬季の小浜湾内も暴浪にみまわれると考えられる．

湾口から進入した沖波は，屈折・回折作用により必ずしも直線状に進行しないが，ここでは沖波の波向はほぼ直線状に進行すると考え，沖波進入湾域区分を行った．ところで，小浜湾には外側湾口ともいうべき鋸崎と松ケ崎，内側湾口ともいうべき赤礁崎と双児島崎の2重の湾口があり，これらの崎の存在のため沖波の進入状態の異

3)　ここでいう沖波とは，深水波ばかりでなく外洋からの進入波という意味である．

なる7湾域に区分できる（第3図，第1表）．各湾域の沿岸における沖波の進入状態は第2表のようである．すなわち，湾域ⅠおよびⅤでは沖波の直接の進入はなく，湾域ⅡのC地点ではNWを中心に約10°の範囲の沖波進入がある．湾域Ⅲの沿岸はどこでも沖波が進入し，NWないしNにかけ10-20°の範囲の進入がある．最も広範囲の沖波が進入するのは湾域Ⅴ′のA′地点である．

次に各湾域の波の進入状態と底質分布の特徴（第3表）を比較する．沖波の直接の進入のない湾域ⅠおよびⅤの底質は泥質堆積物が，その進入が最も多い湾域ⅢおよびⅤ′の底質は砂質堆積物が沿岸域を中心に卓越する．中程度に進入のある湾域Ⅰ′・Ⅱ・Ⅳの底質は泥質堆積物が沿岸域の砂質堆積物より多く分布する．これらのことから，湾域の底質は沖波の進入の減少に対応して砂質から泥質堆積物に変化していることがわかる．

第1表 湾 域 区 分

湾域名	区　　域
Ⅰ	B-B′と東側の陸域に囲まれた湾域
Ⅰ′	B′-EおよびE-C′と東側の　〃
Ⅱ	B-EおよびE-Cと南東側の　〃
Ⅲ	C-C′およびD-D′と南側の　〃
Ⅳ	D-FおよびF-Aと南側の　〃
Ⅴ	A-A′と西側の　〃
Ⅴ′	A′-FおよびF-D′と西側の　〃

第2表 湾岸における外洋からの波の進入状態

湾域名	波の進入角度	その方向
Ⅰ	0	
Ⅰ′	0-20°	WNWないしNW
Ⅱ	0-10°	NW
Ⅲ	10-20°	NWないしN
Ⅳ	0-20°	NNWないしN
Ⅴ	0	
Ⅴ′	0-50°	NないしNE

第3表 底質分布の特徴

湾域名	底質分布の特徴
Ⅰ	湾域全体に泥質
Ⅰ′	泥質多い，沿岸域砂質
Ⅱ	泥質多い，沿岸域砂質
Ⅲ	湾央域泥質，沿岸・湾口域砂質
Ⅳ	泥質多い，沿岸域砂質
Ⅴ	湾域全体に泥質
Ⅴ′	湾域全体に砂質

3.3 湾央の泥質堆積物の分布

湾央に分布する泥質堆積物の分布は単に沖波の進入の多少・湾流方向だけによっては理解できない．そこで湾底の勾配とその直上での波や流れに伴う流水のエネルギーの消費量との関係から湾央の泥質堆積物の分布について考察する．

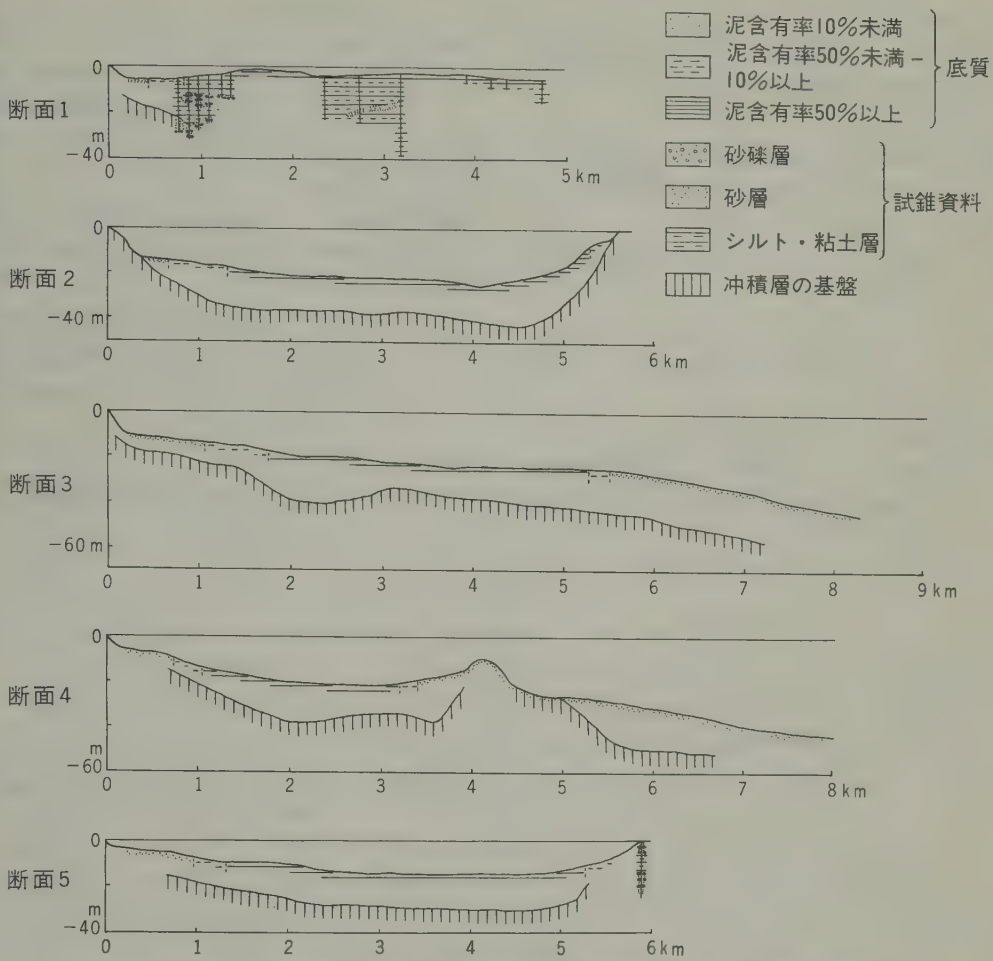
第4図の断面3の海底縦断形をみると，凹地はみられず，3つの沖向きの斜面からなる．−10m以浅の急傾斜面，−10～−25mの緩斜面，−25m以深の急傾斜面がそれにあたる．緩斜面上には，泥質堆積物が分布する．またその両側の急傾斜面上には砂質堆積物が分布する．ところで，波や流れの進行する際に湾底付近でのエネルギー消費量は緩傾斜面上より急傾斜面上で大きい．したがって急傾斜面上に粗粒堆積物が分布し，また泥質堆積物が−10～−25mの緩傾斜面上に分布していると考えられる．

4. 底質と堆積環境

底質とその下位の堆積物との関係について中間報告（尾原，1973）によれば，未固結堆積物の薄い湾底を除いて最深1m，平均して0.5mまでの堆積物と底質の粒度組成はほぼ同様である．このことから底質とほぼ同じ粒度組成からなる堆積物は湾底下にある深度まで連続して堆積していると考えられる．

次に湾内堆積物については沿岸域でわずかな試錐資料があるのみで具体的なことは不明である．1972年6月に小浜湾の海況と堆積に関する研究の一環として実施された音波探査によればA・Bの2層が識別され，A層が新期堆積層（沖積層）であるとされた（細野ほか，1973）．

そこで，“沖積層”と考えられる地層の分布状態と試錐資料および底質との関係を知ろうとした．そのため次のような5海底断面について海底の深度・底質・“沖積層”の基盤・試錐資料を表現した（第4図）．なお，海底の深度は第1図，“沖積層”の基盤資料として細野ほか（1973）の新期海底堆積物の等層厚線図を参考にした．これらの海底断面の位置は海況調査の測線にほぼ対応したもの（第4図の断面1・2・4・5）と，湾内から湾口方向へのもの（第4図の断面3）である．第4図から次のことがわかる．“沖積層”は湾周辺から湾央および湾口に層厚を増し，湾央の大部分では15-20mの層厚をなす．湾内での“沖積層”の分布と試錐および底質資料のすべてを比較検討できる断面はなく，部分的に第4図の断面1の南側で可能である．断面1の南側の“沖積



第4図　小浜湾海底断面と堆積物（断面位置は第2図参照，各断面の基点は湾南岸）

層”は，試錐結果[4]の中部に砂礫層をレンズ状に挟む貝殻混りの粘土・シルト層に対比される（笹嶋，1962）．断面1の大部分の“冲積層”はこのような泥質堆積物と考えられ，湾東端では冲積層の定義にもよるが，“冲積層”の堆積期間中から現在まで細粒物質を堆積させるような環境が続行していることを示している．また，湾の西端佐分利川河口沖の試錐結果[5]では，海底下10mまで冲積層と考えられる貝殻混りの粘土・シルト層があり，底質も泥質堆積物である．したがって，ここでも断面1の大部分と同様の堆積環境が続行していると考えられる．一方，断面2－5ではわずかに1本の試錐資料しかなく，堆積相の水平方向の変化を知ることはできない．ここで断面2－5の底質と“冲積層”の分布に関する特徴をみると次のようである．湾央の泥質堆積物の分布域は，湾底や基盤面が凹地をなし，かつ“冲積層”の厚い場所にほぼ一致する．

4）福井県提供の小浜湾工業港・小浜湾臨海工業地帯土質調査工事資料による．
5）大飯町提供の大飯地点第二次海底地質調査工事資料による．

あとがき

本稿では底質の泥含有率の大小をもとにして，底質分布と外的営力や現世堆積物の堆積環境を考察した．さらに詳細な底質の鉱物組成・粘土鉱物・生物等の資料を得ることができれば，より具体的な考察が可能であろう．

文　献

広川　治・黒田和男（1957）　5万分の1地質図幅「鋸崎」および同説明書．22p.，地質調査所．
――――・磯見　博・黒田和男（1957）　5万分の1地質図幅「小浜」および同説明書．31p.，

地質調査所.

星野通平（1971） 大陸棚上の堆積物．海洋科学基礎講座(7)，浅海地質学，東海大学出版会，p. 320-326.

細野武男・鎌田清吉・広島俊男（1973） 小浜湾における音波探査結果の概要．地質調査所月報，vol. 24, p. 603-607.

井島武士（1960） 海岸・港湾測量．森北出版，p. 119-121.

磯部一洋・相原輝雄（1976） 福井県小浜湾の海況について．地質調査所月報，vol. 27, p. 1-14.

鎌田泰彦・堀口承明・井上昌幸・渡辺博光（1972） 長崎県千々石湾の底質—とくに泥質堆積物の分布について—．長崎大学教育学部自然科学研究報告，no. 24, p. 61-79.

水野篤行・関根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公児・小野美代子（1969） 宍道湖・中海底泥中のU分布，とくに沈積環境との関係（予報）．地質調査所報告，vol. 232, p. 317-352.

尾原信彦（1973） 透明度および粒度分布からみた小浜湾の堆積相．地質調査所月報，vol. 24, p. 618-626.

笹嶋貞雄（1962） 福井県小浜平野の地形・地質と地下水について．Ⅰ，小浜平野およびその周縁の地形と地質．福井大学学芸紀要，Ⅱ，12，5，p. 89-101.

（受付：1975年 8 月25日；受理：1976年 2 月12日）

資　料

553.64：551.732.2(517.3)

モンゴルのカンブリア系燐灰土*

N. A. Donov, Ye. V. Yedemckii, A. A. Yel'yanov,
A. V. Il'in, M. M. Muzalevskii*

岸本文男**訳

1. 概　説

1964年に N. A. Donov と Ye. V. Yedemskii が Khubsugul 湖の西岸 (Kosogol 県) でモンゴルとしては初めての燐灰土鉱床を発見した．その後の調査・研究 (Muzalevskii, Terent'yev, Yedemskii ほか, 1965) によって同鉱床の面積はいちじるしく大きくなり，さらにこの Khubsugul 鉱床の北でも，Khubsugul 湖の南 (Donov, Sul'din, 1965) でも，Darkhat 盆地とその西側および北西側に接する山地 (Il'in, Yel'yanov, 1965) でも新たな燐灰土鉱床が発見された．

上記燐灰土鉱床のすべてが沿 Khubsugul 凹地の下部カンブリア系に胚胎された層状鉱体からなっている．その総延長は南北に近い方向に 250 km, 幅は 100 km 前後である．この沿 Khubsugul 凹地は Khubsugul 湖盆地，Darkhat 盆地およびそれを分ける高い山脈，そして Darkhat 盆地の北と西をとりまく低い山群で構成されている．既知の燐灰土鉱層胚胎層準は凹地の東縁部と西縁部（中部東西帯の部分）に主として発達している．燐灰土鉱床の露頭はその東西帯の北側と南側にも認められ，この沿 Khubsugul 凹地が大型燐灰土鉱床生成盆であることを示唆している．

現在のところ，沿 Khubsugul 凹地に堆積しているカンブリア系の総合層序柱状断面はまだ明らかになっていない．全体としてこのカンブリア系の特徴といえるのは，層厚がいちじるしく大きいこと (9,000m前後)，主に炭酸塩質組成であること，かなり複雑な転位をしていることである．さらに，I. T. Zhuravleva が決定した Archaeocyathus 化石群は，当該堆積コンプレックスのすべてではないにしても，大部分がカンブリア紀前期のものであることを物語っている．

2. 層　序

沿 Khubsugul 凹地東縁部のカンブリア系の柱状断面は，下位から上位に，Doodkhemgol, Yamatuingol, Ulgensair, Arasan, Khesen の 5 累層に分けられている (S. A. Kiselev).

Doodkhemgol 累層は苦灰岩，チャート・珪質泥板岩・石灰質砂岩間層をまれには挟在することのある苦灰岩化石灰岩と同大理石化石灰岩からなっている．当該石灰岩中には藻類の化石が含まれているが，まだほとんど研究されていない．これらの岩石はすべていちじるしく遷青質であり，強く大理石化されている．本累層の厚さは 2,000mを超える．

Yamatuingol 累層は Doodkhemgol 累層上に整合・分布し，ときには漸移し，各種の堆積相組成，すなわちポリミクト砂岩，凝灰質砂岩，シルト岩，珪質粘板岩，黄鉄鉱化炭質－珪質頁岩，噴石質凝灰岩，結晶凝灰岩からなっている．本累層の厚さは1,700-1,800mを超えない．

Ulgensair 累層は Yamatuigol 累層上に明瞭な不整合を示さず，広く発達している．この累層は大理石化石灰岩を主とし，ときには 2 ないし 3 層の陸源岩層（厚さそれぞれ約 100 m）を伴った礁成 Archaeocyathus 石灰岩および厚さ100-200mの珪質－燐酸塩層が構成に加わっていることもある．この珪質

* Н. А. Донов, Е. В. Едемский, А. А. Ельянов, А. В. Ильин, М. М. Музалевский (1967)：Кембрийские Фосфориты Монгольской Народной Республики; Советская Геология, No. 3, стр. 55—60.

** 鉱床部

－燐酸塩層は本累層の柱状断面上部に位置し，しばしば互層を繰り返す黒色チャート・石灰岩・頁岩・燐灰土で構成されているが，これら諸岩層の境界は通常不鮮明で，走向方向にもそれと直角な方向にも漸移関係を示すことが多い．燐灰土そのものは塊状・縞状・角礫状を呈し，地質断面の中では通常厚さ数 cmの薄層をなしているが，ときには厚さ1－2mからさらに5－6mの鉱層を形作っていることもある．この厚い鉱層の場合は延長 100mばかりで尖滅するか，あるいは燐酸塩化石灰岩ないし同チャートに移り変わっている．この燐灰土鉱層の P_2O_5 品位は幅広く変動し，数%から36%に及ぶ．

Ulgensair 累層の岩石中に認められる Archaeocyathus 化石は，I. T. Zhuravlev が出した結論によると，下部カンブリア系カメシュコフスカヤ層に対比できる．本累層の厚さはほぼ 2,500mである．

Arasan 累層は基底部に礫岩を伴い，雑色頁岩・砂岩・礫岩からなり，まれには石灰岩層を随伴している．その厚さは 1,500mを超える．

Khesen 累層はカンブリア系柱状断面の最上部を占めている．その基底には厚さ 100-200m の石灰岩質礫岩・角礫状石灰岩層が分布し，それを覆って厚さ20-75mの燐灰土質層が発達する．さらにその上に厚さ40-50mのチャート層と頁岩・燐灰土間層を挟在した，かなり均質な石灰岩層が分布し，この石灰岩層の厚さは 1,000m前後に達している．本累層の石灰岩と燐灰土中には化石が認められる．

本累層とその下位累層との空間的および層序上の密接な関係，両累層の堆積相の類似性から，この Khesen 累層も下部カンブリア系と解されている．

沿 Khubsugul 凹地の西縁部に発達している主として炭酸塩質の厚い堆積コンプレックスは，A. V. Il'in, A. A. Yel'yanov その他の地質専問家によって下部 Bokson 累層と上部 Bokson 累層の2累層に分けられている．

下部 Bokson 累層は黒色石灰岩および多くの黒色チャート薄層を伴った淡色苦灰岩からなっている．この累層の中位部分には厚さ約 200mの層理の細かな黒色泥板岩が分布する．含チャート苦灰岩は珪質物質の微脈・ポケット・皮殻 (incrustation) を伴うのが特徴である．本累層中にはしばしばカンブリア紀前期の藻類化石が産出する．

本累層の下部のものとして，燐灰土層と含燐灰土岩を伴った最大層厚 250mの層が多くの地域にまたがってその走向方向に断続追跡できる．この地層は主として暗灰色石灰岩，淡灰色および灰色苦灰岩，黒色チャート，黒色粘板岩からなり，燐灰土間層の数，それらの厚さ・構造・岩石学的組成は一定していない．本累層の厚さは 2,000mから3,500-4,000mの範囲にある．

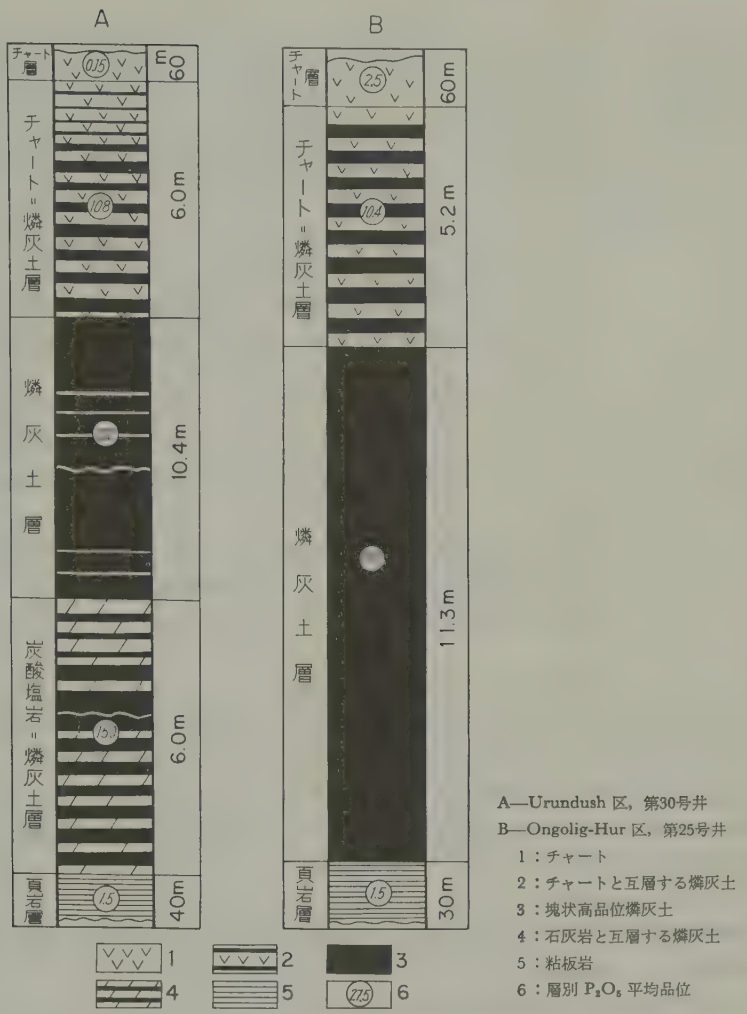
上部 Bokson 累層の堆積岩構成は比較的均一で，淡灰色の非顕晶質，白色の細粒質糖状・粒状のしばしば Archaeocyathus を多産する各石灰岩からなっている．ごくまれには片状シルト岩間層と薄いチャート間層が挟在することもある．本累層の厚さは約 2,000mである．本累層が発達している地区の一つには厚さ30mの含燐灰土層が認められるが，この含燐灰土層の燐灰土はその性状が上記の下部 Bokson 累層のものとよく似ている．当該含燐灰土層賦存地区の調査研究がきわめて不十分で，しかも露出が悪いので，この含燐灰土層を上部 Bokson 累層に入れるのが妥当か否かについてもすぐ答えることは難かしい．

沿 Khubsugul 凹地の中心部はまだ事実上調査・研究されていない，といってさしつかえない．そのことが凹地の西縁部と東縁部の柱状断面の比較・検討を難かしくしているのである．

3. 燐灰土鉱床

もっとも大規模，かつ調査・研究が比較的進んでいる燐灰土鉱床は Khubsugul 鉱床で，これは Khesen 累層の下部層に胚胎されている．この累層は Khubsugul 湖の西岸に沿って幅 3.5–5 km, 延長 35 km にわたって南北方向に延びた，かなり狭長な向斜褶曲を形作っている．

この向斜の西翼には1964年に N. A. Donov と Ye. V. Yedemskii が発見した Urundush 区の燐灰土が，また東翼には1965年に M. M. Muzalevskii と V. P. Terent'yev が明らかにした Ongolig=Nur 区の燐灰



第1図　Khubsugul 鉱床燐灰土胚胎層の柱状断面

土がそれぞれ分布している．

Khesen 累層の柱状断面中における上記両区の燐灰土の位置が等しく，かつ組成と構造・組織の特徴が酷似することは両燐灰土層が同一層準にあることを示すものと考えられる（第1図）．当該柱状断面でみると，石灰岩を挟在した含燐酸塩－珪質岩層，塊状黒色燐灰土層，燐酸塩化石灰岩層が互層し，互層の総層厚は20m（20号井）から75m（16号井）までの範囲にある．

鉱物組成と構造・組織の特徴によると，上記の燐灰土は縞状鉱，塊状鉱，角礫・粒状鉱（炭酸塩鉱物で膠結）の3種に分けられる．

縞状燐灰土は，肉眼的には，厚さ数mmから 1–2 cm の黒色緻密塊状燐灰土と，暗灰色ないし灰色の燐酸塩化石灰岩各薄層の互層に起因する細かな縞状構造を備えた岩石（鉱石）である．顕微鏡観察の結果によると，この岩石（鉱石）は方解石の大粒と燐酸塩物質の集合体からなっていて，燐酸塩物質は非晶質で淡褐色を呈し，まれには魚卵状組織を有する．ときにはその中に石英および方解石の微小な包有物が認められることもある．

角礫・粒状燐灰土は暗灰色（から灰色）を呈し，顕微鏡下ではグラノブラスチック組織の結晶質方解石集合で膠結された黒色燐酸塩鉱物の微小 (0.1–0.5 mm，ときに 3 mm) 球状ペレット（偽オーライト）

からなっている．

塊状燐灰土は暗灰色および黒色を呈する．顕微鏡下では，微小な球状生成体様の境界を伴った非晶質燐酸塩の緻密な集合が多く認められ，当該鉱石の大部分が偽魚卵状（粒状）組織類似の組織を示すが，炭酸塩鉱物で膠結された燐酸塩の球状粒がきわめて多量（70-80%）に含まれている点で粒状燐灰土の場合と異なっている．化学組成からいうと，Khubsugul 鉱床の燐灰土はソ連カザフ共和国の有名なカラ＝ターウ層状型燐灰土鉱床の場合に非常によく似ている．

Urundush 区の燐灰土鉱層は南北に近い走向を示し，延長 18.5 km にわたって追跡できる．その傾斜は東（方位角80-110°，傾斜角50-60°）である．中心部では鉱層が 3.5 km にわたって厚さ100-150mの玄武岩に覆われている．また，北部では同鉱層が東西性断層によって長さ 0.5 km から 3 km の5体のブロックに切られている．可採燐灰土層の厚さはいちじるしく変動し，7.2m（10号井）から最大24.4m（16号井）まで膨縮しているが，平均して13.0m，平均 P_2O_5 品位は23.5%である．

Ongolig=Nur 区の燐灰土層は上記燐灰土層の東方 3.5–4.5 km にあって，それと平行に配列し，Khesen 向斜の反転翼部 (inverted wing) に胚胎されている．同燐灰土層の総延長は南方10 km に位置する Dzhankhai 露頭 (Dzhankhai=Dava 山) を含めて 25 km に達し，厚さは平均 11.5m, P_2O_5 品位は平均して23.0%である．

以上のように，Khubsugul 鉱床の燐灰土層の総延長は延 43.5 km, 平均の厚さは12.0m，平均 P_2O_5 品位は23.0%に達している．各燐灰土露頭の標高差を考えると，その傾斜延長は 400-600m を下らないものと思われる．

Darkhat 盆地とその北にある燐灰土はまだほとんど研究されていない．しかし，それが下部 Bokson 累層の下部層に胚胎されたものであることはまず間違いない．この燐灰土層は一般に 1 部層だけからなり，その厚さは20mから 250mの広範な変化を示し，柱状断面中でのその位置は一定していない．なお，ときには別の燐灰土層（間層）や含燐酸塩岩が主部層の上位ないし下位に分布することもある．

上記の主燐灰土部層の組成は複雑で，淡灰色・灰色苦灰岩，暗灰色石灰岩，黒色・暗灰色チャート，燐灰土，含燐酸塩岩の成層からなり，燐灰土はこの部層の 5 -10%から40-60%を占め，Khubsugul 鉱床のものよりも鉱物学的にも組織・構造上も異なった燐灰土がはるかに多い．

石灰質－燐酸塩砂岩と燐酸塩－石灰質砂岩はかなり広く分布し，細粒状・中粒状・粗粒状構造を有し，炭酸塩物質に膠結された非晶質燐酸塩鉱物と細粒状石灰岩のそれぞれ丸味を帯びた粒からなっている．燐酸塩鉱物粒は本岩の20%から50%を占めている．ときには，本岩中に単独のオーライトや貝殻片が認められることがある．膠結物が石英－炭酸塩物質の場合も幾らか認められる．本砂岩の P_2O_5 品位は 7.05%から15.22%，厚さは 5–30 cm である．

石灰質－燐酸塩礫岩，燐酸塩－石灰質礫岩および同堆積角礫岩は細礫岩を経て，あるいは燐酸塩鉱物礫を伴った細礫岩を経て前期燐酸塩砂岩に漸移する関係にあり，黒色塊状非晶質燐酸塩（燐灰土）の砕屑，粒状燐灰土の砕屑，細粒質石灰岩の砕屑とそれらを膠結した炭酸塩物質からなっている．その砕屑の大きさは数mmから 3–5 cm（まれには20 cm）で，その形は一般に平たいものが多いが，ときには球状を呈し，円琢度はさまざまである．しばしば鋭角状の砕片も産出する．膠結物の構成物として，炭酸塩鉱物のほかに，石英が存在することもまれではない．P_2O_5 品位は7.38-18.65%，層の厚さは10–40 cm である．

縞状燐灰土は Khubsugul 鉱床の場合と非常によく似た産状を呈することがあり，あるものは石灰岩・塊状非晶質燐酸塩層・粒状燐灰土の細かい互層（厚さ 1 mm–2 cm）からなっている．この互層の P_2O_5 品位は24.25%から29.15%の範囲にあり，厚さは 10–30 cm, おそらく実体はそれ以上であろう．

粒状燐灰土は縞状燐灰土中に薄い間層として，また石灰質－燐酸塩礫岩中の砕片として産出する．この燐灰土は石灰質－燐酸塩砂岩に似ているが，燐酸塩鉱物粒の含有量が多い（70-80%前後）点で後者と異なる．この場合の燐酸塩鉱物粒は多くが不規則な形を呈する．なお，粒状燐灰土の P_2O_5 品位は 21.06-26.10%である．

塊状燐灰土は縞状燐灰土部層中に薄い（10 cm 以下）間層を作っているか，あるいは石灰質－燐酸塩礫岩中の砕片として産出する．カンブリア系炭酸塩岩層が分布する地域の北東縁部（Khabkhain=gol 河河口地区）にだけ厚さ約 3 mに及ぶ，塊状燐灰土層が賦存するにすぎない．この塊状燐灰土層の燐灰土は褐色非晶質燐酸塩からなる黒色，緻密な非顕晶質体で，その風化面はしばしば空色の藍鉄鉱の薄い皮殻に覆われている．本燐灰土層の P_2O_5 品位は30. 20-37. 69%である．

上にあげたもののほか，ときには，含燐酸塩珪岩，含燐酸塩石灰岩，含燐酸塩苦灰岩，そして海底地辷り構造を備えた燐灰土などが認められることもある．

今まで述べてきた岩石（鉱石）のその特徴といえるのは強い再結晶作用を受けていることで，しばしば非晶質燐酸塩鉱物が完全に粒状燐灰石，ときには単結晶の燐灰石に変わっている．

4. 結　び

Darkhat 盆地の西部では 7 体の燐灰土の鉱床が発見されている．同地区の小縮尺地質図の内容はそれらの鉱床の規模がきわめて大きく，鉱石の P_2O_5 品位が高いことをはっきりと示している．また，Khubsugul旗地域で発見されている燐灰土はきわめて重要な工業タイプに属するものである（石灰岩・珪岩・苦灰岩と特有の共生関係を備えた層状地向斜型燐灰土）．その品位も高く，鉱量も大きい．このように，新しく発見されたモンゴルの含燐灰土盆地は堅実な稼行価値を備えている．

上述の諸検討結果および西沿 Khubsugul 地域とその燐接地域の地質構造解析結果から，次のような結論が得られる．

1. アジア中部の古生代褶曲区の中では下部カンブリア系が燐灰土に関してもっとも有望である．それを示唆しているのがソ連のカラ＝ターウ山脈（Keller, Pokrovskaya, 1965）とモンゴルの燐灰土の絶対地質年代に関する最新のデータである．カンブリア紀は主要な燐灰土形成期の一つと考えられる．

2. モンゴル北部のカンブリア系下部層は，シベリア南部の場合と同じように，珪質－炭酸塩質層系と礁成石灰岩層系の主として炭酸塩質コンプレックスおよび噴出岩コンプレックスの 2 種の同時相コンプレックスからなっている．燐灰土はもっぱら前者のコンプレックス中に産し，珪質－炭酸塩質層系の岩層中に胚胎されている．

上述の両コンプレックスは，Sangilen-Khubsugul (Kosogol) 構造相帯と Ider=Dzhida 構造相帯の 2 構造相帯を構成している．しかし，早期に圧密され，分化作用も比較的弱く，カンブリア紀前期にあまり強く撓下しなかった Ider=Dzhida 構造相帯と違って Sangilen=Khubsugul 構造相帯ではその中央部に新発見の燐灰土胚胎盆地が拡がっている．Ider=Dzhida 構造相帯は典型的な内地向斜撓曲帯であり，Sangilen=Khubsugul 構造相帯はモンゴル北部およびシベリア南部の古期褶曲体系中の大型内地向斜隆起帯である．これら両構造相帯内ではカンブリア系下部層が各撓曲凹地を満たし，いずれも燐灰土鉱層の賦存が期待できる．

3. モンゴル領内では沿 Khubsugul 地域西部と南部のカンブリア系下部層が，隣接するソ連領地域ではモンゴルの Sangilen=Khubsugul 構造相帯中にも発達しているものと同じ東サヤンの Bokson 累層（カンブリア系下部層）が，またショーラ＝バテネボ内地向斜隆起（Mossakovskii, 1962）あるいはバテネボ丘陵・ベルィク丘陵・ゴルナヤ　ショーリア地域中央部・マン盆地など東サヤン地背斜山塊などに分布する地質生成体を含めたエニセイ地背斜山塊（Khomentovskii, 1960）のカンブリア系下部層がいずれも有望である．

地質発達史からみると，Sangilen=Khubsugul 構造相帯は東カザフ劣地向斜帯との類似点が多く，Ider=Dzhida 構造相帯はチンギス優地向斜帯との類似性が大きい．両構造相帯の位置は卓状地に接する部分に当たるという点で同一といえる．Sangilen=Khubsugul 構造相帯と東カザフ劣地向斜帯が同じような発達状況にあったことは，カラ＝ターウ凹地と沿 Khubsugul 凹地のカンブリア系下部層中に多量の燐酸塩が賦存することが物語ってくれている．

文 献

B. M. Keller, N. V. Pokrovskaya (1965) New data on the age of phosphorites in Kara=Tau: Izvestiya of Science Academy, USSR, geology series, No. 6 (in Russian).

A. A. Mossakovskii (1962) Tectonics of Minusinsk basins and their fundament: in Book "Tectonics of Siberia", vol. 2, Novosibirsk (in Russian).

V. V. Khomentovskii (1960) Formations of structure-formation zone in the south-western Siberia and its relation with useful minerals: in Book "Regularities of useful minerals distribution", vol. 3 (in Russian).

新 着 資 料 の 紹 介

資 料 室

1) ソ連地質省全ソ地質研究所 (1973):「Геохронология СССР (ソ連の地質年代学)」, ネドラ出版所レニングラード支所, 全3巻, 27× 18 cm (露文), UDC: 551.7: 550.93(47 + 57)

目　次

(第1巻:先カンブリア紀:350p., 図34, 表61, 参533)

第1部　地質年代学の一般問題

第1章　鉱物および岩石の絶対年代測定法

アルゴン法　ストロンチウム法　鉛法

第2章　同位体法データの解釈

第2部　ソ連諸地方の地質年代学的研究の概況

第1章　バルチック楯状地東部

白海=ラプランド始生代地塊とムルマンスク始生代地塊　コラ=ノールウェー-カレリーズ帯とカレリア-カレリーズ帯

第2章　ロシア卓状地の楯状地基盤

バルチック沿岸区とレニングラード地域　白ロシアと同隣接地域　ボロネシュ結晶岩山塊とクルスク磁気異常地域　ボルガ=ウラル地域

第3章　ウクライナ結晶岩山塊

始生代および原生代前期のスーパークラスト=コンプレックスの絶対地質年代　始生代と原生代前期の花崗岩類の絶対地質年代　原生代中期と後期の岩石

第4章　ロシア卓状地の先カンブリア系卓状被覆層

東部地域　中部・西部地域　北部地域　ロシア卓状地卓状被覆層の先カンブリア紀マグマ生成体

第5章　カルパチア山脈地方

第6章　ウラル山脈の先カンブリア紀前期

第7章　ウラル, チマン, ムゴジャルの先カンブリア紀後期

第8章　中央アジア

天山山脈北部と中部　天山山脈ギサル帯　北パミール　南西パミール　南西パミール地域岩石変成期の絶対地質年代

第9章　東カザフ地方

第10章　アルタイ=サヤン地方

第11章　東サヤン褶曲地域(東サヤン山脈とハマル=ダバン山脈南西部)

第12章　エニセイ高原

第13章　バイカル山岳地域

第14章　ザバイカル地方

第15章　シベリア卓状地の先カンブリア紀前期

アルダン楯状地　同位体組成資料にもとづく東シベリア先カンブリア紀における地質現象の持続性　アナバル楯状地　オレニヨク隆起

第16章　シベリア卓状地の先カンブリア紀中・後期マグマ活動

アルダン楯状地原生代中期超塩基性岩・アルカリ岩貫入体

第17章　シベリア卓状地と同褶曲縁帯の先カンブリア紀後期

リーフェイ期下限　リーフェイ期中期　リーフェイ期後期　ウェンド期

第18章 タイムィル半島とそれに近接する北氷洋の島々
第19章 ブレヤ山塊
第20章 ソ連北東地方先リーフェイ期中央山塊などの山塊
第3部 先カンブリア紀生成体の地方間対比
第1章 先カンブリア紀前期
鍵層と年代規準　先カンブリア紀前期期間の地質学的内容
第2章 先カンブリア紀中期
リーフェイ期柱状断面の対比　リーフェイ期の地質年代学的尺度
まとめ

（第2巻：顕生代：344p.，図43，表43，参604，付表4）

第1章 コラ半島と北カレリア地方
カーボナタイトを伴う超塩基性岩・アルカリ岩古生代前期コンプレックス
古生代中期霞石閃長岩・アイヨライト-ウルタイト コンプレックス
第2章 ロシア卓状地
卓状堆積被覆層　マグマ生成体
第3章 ウラル，チマン，ムゴジャール
カニンスク＝チマン地域　ウラル北部地域　ウラル中部地域　ウラル南部地域　ムゴジャール地域
第4章 カルパチア山脈地方
第5章 クリミア地方
第6章 カフカス地方
前カフカス地域　ラビン＝マルカ帯とペレドボイ山脈　大カフカス山脈　大カフカス山脈南斜面褶曲系　グルジア地塊　アジャル＝トリアレト褶曲系　ソムヒト地塊とロクスク＝カラバフ帯　中部アルメニア褶曲系　中間総括
第7章 中央アジア
主要地体構造区分の地質構造の特徴
天山山脈北部
天山山脈中部（チャトカル＝クラミンスク帯のプスケム亜帯・ナルィン亜帯，東カラマザール，チャトカル＝クラミンスク帯）
天山山脈南部（東部，中部，西部，ガルム地塊）
天山山脈南西部
北パミール
ツラン楯状地南部の基盤
南パミール
南西パミール
天山新生代活化区
中間総括
第8章 東カザフ地方
北天山－カザフ褶曲系（コクチェタフ帯，イシム＝ウルタウ＝カラタウ帯，サルイス＝テニス帯，チュ＝イリ帯）
北天山帯（エレメンタウ＝バヤナウル帯とチンギス＝タルバガタイ帯）
ジュンガル＝バルハシュ褶曲系（トクラウ帯・バカナス帯・ウスペニ帯・アグジャル＝アクソラン帯・チュリクィズィル＝チュリクラム帯，ジュンガル＝アラタウ地域）
ザイサン褶曲系

東カザフ褶曲区の中生代
第9章　西シベリア
アルタイ＝サヤン地方
西シベリア低地の結晶岩基盤岩
第10章　東シベリア
タイムィル半島　北バイカル高原　アルダン楯状地　シベリア卓状地の古生代中期マグマ活動　シベリア卓状地古生代後期—中生代前期マグマ岩
第11章　ザバイカル地方
古生代前期褶曲区　古生代—中生代褶曲区　東ザバイカル地域の鉱石フォーメイションの地質年代
第12章　ソ連北東地方
ベルホヤン＝チュコトカ中生代褶曲区　コリャーク＝カムチャツカ新生代褶曲区　東ヤクートの中生代—新生代マグマ活動　ソ連北東地方の鉱床の地質年代
第13章　ソ連極東地方
ブレヤ山塊　東プリアムール地域と北シホテ＝アリン山脈地域　南プリアムール地域
シホテ＝アリン褶曲系の鉱床の地質年代
第14章　顕生代の地質年代学的尺度について
まとめ

（第3巻：鮮新世後期—第四紀：359p.，図31，表49，参607，付図4）
第1部　地質発達史最新期の地質年代測定法
第1章　放射性元素法
放射性炭素法　カリ－アルゴン法　ウラン核分裂トラック法　非平衡ウラン法
第2章　物理化学的方法
熱ルミネッセンス法　弗素法　古磁気法
第2部　ソ連の最新期層の地質年代学的研究状況
第3章　ヨーロッパ＝ソ連の北西地方と中央部地方
更新世中期と前期　更新世後期　氷河期後期—後氷河期
第4章　ヨーロッパ＝ソ連の南西地方
西部沿黒海地域（ウクライナ黄土層系岩石の熱ルミネッセンス地質年代）
東部沿黒海地域（鮮新世中—後期，更新世）
第5章　ヨーロッパソ連の東部と中央アジア
カスピ海地方（鮮新世，更新世）
アルメニア
カフカス地方の最新期マグマ作用
ボルガ中流地方
前ウラル地方
中央アジアとカザフ地方（鮮新世中・後期，更新世）
第6章　シベリアとソ連東部
沿オビ河流域
沿エニセイ流域（鮮新世後期と更新世前—中期，更新世後期と完新世）
沿レナ河流域
北東地方と極東（北東地方，極東）
第3部　ソ連地質史最新期（鮮新世—第四紀）の地質年代規準
第7章　最新期の地質年代学的暦

考古学的暦
天文学的暦
古磁気的暦
第 8 章 最新期地質年代学的規準確定試行としてのソ連領内における鮮新世中・後期と更新世の地質現象の地域間のシンクロナイゼーション
鮮新世中・後期
更新世
更新世後期後半と完新世
外国資料との比較
まとめ

2) **Г. А. Голодковская 編**（1975）：「Инженерно-геологические исследования при разведке месторождений полезных ископаемых（鉱床調査時における土木地質学的研究）」，モスクワ大学出版所，187p.，図42，表 7，参147，26× 17 cm（露文），UDC: 624. 131. 1

目 次

第 1 部 鉱床の土木地質学的研究の理論的基礎と方法
第 1 章 調査時における鉱床の土木地質学的研究方法論の基本
問題の現状 主要課題 原則 方法論の特徴 研究の段階性 方法
第 2 章 岩石山塊の研究と評価
岩石の物理的・機械的性質
第 3 章 凍結条件の研究と評価
第 4 章 土木地質区区分
土木地質図の型式 土木地質区区分図 地表施設建設用土木地質区区分 鉱床開発用土木地質区区分
第 2 部 タルナフ鉱床の土木地質条件
第 5 章 タルナフ地域の概況
自然条件 鉱床発見・研究史概設
第 6 章 地質の特徴
先第四系の地質学的特徴 第四系と地形発達史
第 7 章 水理地質条件
第 8 章 凍結条件
凍結の特性
第 9 章 第四系の土木地質学的特徴
研究法 物理的・機械的性質 土木地質学的分類
第10章 岩石山塊の土木地質学的評価
岩石の物理的・機械的性質
第11章 土木地質区区分
地表施設建設のための地域の評価 立坑建設のための山塊の評価

3) **С. Е. Колотухина, Л. И. Клаповская, А. В. Рожанец**（1974）：「Геология и экономика месторождений редких эпементов Австрапии（オーストラリアの稀少元素鉱床の地質と経済）」，ナウカ出版所，モスクワ，270p.，図78，表61，参700，27 × 18 cm（露文），UDC: 553.4.042. 003.1: 338.4 (436)

目 次

第 1 部 地質

第1章　文献概説
第2章　構造地質区区分
第3章　オーストラリア古期卓状地
　西オーストラリア楯状地
　　イールガーン内核体　　ピルバラ内核体　　中央帯　　キンバリー地塊とスタート地塊
　中部オーストラリア楯状地
　　アランタ地塊　　アマジエス地溝　　マスグライブ地塊
　原生代前期褶曲体
　　パイン＝クリーク褶曲構造　　テンナント＝クリーク褶曲帯
　東部前縁地塊
　　マウント＝アイザ褶曲帯　　ジョージタウン地塊
第4章　南オーストラリア楯状地とアデレード褶曲区
　　ゴラー地塊
　アデレード褶曲区
　　ブロークン＝ヒル中央山塊　　アデレード褶曲区構造
第5章　タスマニア褶曲区
　ラクラン褶曲系
　　層序　　地質構造
　ニュー＝イングランド褶曲系
　　層序　　地質構造
　タスマニア褶曲区発達史
第6章　花崗岩質マグマ活動
　ピルバラ内核体
　イールガーン内核体
　古期 (synkinematic) 花崗岩類
　新期 (postkinematic) 花崗岩類
　キンバリー地塊
　パイン＝クリーク褶曲構造
　アランタ地塊，マスグライブ地塊，マウント＝アイザ地塊
　ブロークン＝ヒル中央山塊
　タスマニア褶曲区
第7章　南半球諸大陸の構造中でのオーストラリア大陸の位置
第2部　内因性稀少金属鉱床
第8章　オーストラリアの稀少金属鉱床生成区の構造地質的位置
第9章　西オーストラリア楯状地の鉱床
　稀少金属ペグマタイトと金－テルル鉱床（ピルバラ鉱床生成区，イールガーン鉱床生成区）
　イールガーン地塊活化帯中の稀少金属花崗岩ペグマタイト
第10章　先カンブリア紀岩石地塊の鉱床
　稀少金属ペグマタイト（キンバリ＝ダーウィン鉱床生成区，アランタ鉱床生成区，マスグレイブ鉱床生成区）
第11章　古期褶曲帯と中央山塊の鉱床
　含稀土類ウラン鉱床，銅-ビスマス鉱床，タングステン-ビスマス鉱床（パイン＝クリーク鉱床生成区，テンナント＝クリーク鉱床生成区）
　含カドミウム多金属鉱床，含稀土類ウラン鉱床，稀少金属ペグマタイト（マウント＝アイザ鉱床生成区，ジョージタウン鉱床生成区，ブロークン＝ヒル鉱床生成区）

第12章 タスマニア褶曲帯の鉱床
含カドミウム・テルル・セレン多金属鉱床，含インジウム錫鉱床，錫－タングステン－ビスマス鉱床（ライエル鉱床生成区，マチナ鉱床生成区）
タングステン－モリブデン－ビスマス鉱床，錫鉱床，含カドミウムまたは含ビスマス多金属鉱床（カプチンス＝フラット鉱床生成区，ハーバートン鉱床生成区）
銅－金鉱床，モリブデン－ビスマス鉱床（ニュー イングランド鉱床生成区）
第13章 オーストラリア諸鉱床中の稀元素の分布
第3部 外因性稀少金属鉱床（海浜・沿岸砂鉱床）
第14章 オーストラリア東岸の砂鉱床（クィーンスランドとニュー＝サウス＝ウェールス）
現世砂鉱床の起源
海浜－沿岸帯での砂鉱床の形成と性質
砂鉱の粒度組成と鉱物組成
東岸海浜帯中の有用鉱物含有率と鉱量
北クィーンスランドとニュー＝サウス＝ウェールス南部の沿岸砂鉱床
第15章 南西海岸の砂鉱床
第16章 その他の地域の海浜－沿岸砂鉱床
ビクトリア州
キング諸島・フリンダース諸島を含むタスマニア島
ノース＝テリトリー
第4部 オーストラリアの稀少金属資源に関する経済情報
第17章 各稀少金属の鉱物資源と稼行性
第18章 資本主義社会の稀少金属の鉱量・生産・輸出におけるオーストラリアの役割

4) **В. И. Драгунов, А. И. Айнемер, В. И. Васильев** (1974)：「Основы анализа осадочных формаций（堆積フォーメイション解析の基礎）」，ネードラ出版所レニングラード支所，159p.，図14，表22，参240，22 × 15 cm（露文），UDC: 552.5: 551.24

目 次

第1章 地質フォーメイションに関する認識の基本概念
フォーメイションに関する認識の現状
地質フォーメイション――岩石の共生
自然生成体――自然科学の個々の対象，その種類と立体的産状
地質フォーメイション――物質構成レベル，その単元，構造と種類
構成レベルの概念の立場とフォーメイションに関する認識の基本定義と派生定義
地質フォーメイション分類の系統的および応用的見地
大量生成・単元複合・物理的連続性の原理――フォーメイションのホロタイプ区分の基礎
地質学の定義系列の継承について
フォーメイション学の用語と命名法について
第2章 パラジェネレーション構造とその単位構成の分類
地質客体の構造の主な見地
地質客体境界の主な種類と性質
パラジェネレーションの単位構成の形態と構造の分類
パラジェネレーションの構造と形態の分類
第3章 パラジェネレーション区分とその生成条件復元の数学的方法
パラジェネレーションの数学的モデル化
パラジェネレーション生成条件の復元

第4章　フォーメイション客体と地質・鉱床分布規則性解析
　フォーメイション客体とその共生体の層位学的・構造地質学的・メタロジェニック関係
　パラジェネレーションの区分と研究
まとめ

5）**С. В. Москапева**（1974）：「Гипербазиты и их хромитоносность（超塩基性岩とそのクロム鉄鉱鉱床胚胎性）」，ネードラ出版所レニングラード支所，279p.，図47，表20，参410，22×15 cm（露文），UDC: 552.231.5/6: 553.461

目　次

第1章　超塩基性岩・塩基性岩岩系とその分類の原則
第2章　褶曲区におけるクロム鉄鉱鉱体胚胎超塩基性岩の広域分布規則性
　ウラル地方の超塩基性岩
　外ウラル古生代褶曲区の超塩基性岩
　中生－新生代褶曲区の超塩基性岩
　先古生代褶曲区の超塩基性岩
　地域のクロム鉄鉱鉱体胚胎ポテンシャル規準としての構造地質上の位置
第3章　超塩基性岩山塊中のクロム鉄鉱鉱体の分布規則性
　ウラル地方のクロム鉄鉱鉱床
　外ウラル地方古生代褶曲区のクロム鉄鉱鉱床
　中生－新生代褶曲区のクロム鉄鉱鉱床
　先古生代褶曲区のクロム鉄鉱鉱床
　褶曲区超塩基性岩山塊中のクロム鉄鉱鉱体分布主因としての後鉱化期構造地質
第4章　超塩基性岩のクロム鉄鉱鉱床胚胎性の岩石学的規準
　クロム鉄鉱鉱体成因問題の現状
　ダナイト－ハルツバージャイト岩系の超塩基性岩とそれに関係ある初成鉱体の岩石学と成因
　超塩基性岩の変成作用と鉱床
第5章　超塩基性岩とクロム鉄鉱鉱石の物理的性質およびその地球物理学的資料の地質学的解釈での役割
　超塩基性岩の帯磁率
　クロム鉄鉱の帯磁率
　超塩基性岩とクロム鉄鉱の比重
　弾性波伝播速度
第6章　クロム鉄鉱鉱床の予測の基本
　予測の理論的前提
　クロム鉄鉱鉱床探査への実際的勧告

6）**И. И. ШаФрановский, Л. М. Плотников**（1975）：「Симметрия в геологии（地質における対称性）」，ネードラ出版所レニングラード支所，144 p.，図61，表9，参193，22 × 15 cm（露文），UDC: 548.1: 551.1/.3

目　次

第1章　対称性と地質に関する研究
第2章　地質中の対称性に関する文献概括
第3章　惑星としての地球の対称性
第4章　地質構造の対称性
第5章　岩石の構造・組織の対称性

第6章　結晶鉱物個体の対称性
まとめ

7) **О. С. Грачева** (1974)：「Грайзены Северо-Востока СССР（ソ連北東辺区のグライゼン)」，ネードラ出版所，モスクワ，170p.，図53，表16，参128，21 × 15 cm (露文)，UDC: 553.064.34(571.56＋571.65)

目　次

北東辺区の地質の特徴
マグマ活動
稀少金属鉱体胚胎貫入岩の特徴
内因性鉱化作用
　鉱床の一般的特徴　　錫鉱化作用　　タングステン鉱化作用　　モリブデン鉱化作用
稀少金属鉱床と貫入岩コンプレックスとの関係
グライゼン
　一般的特徴　　グライゼンの相（白雲母相，電気石相，石英－黄玉相，石英－長石相，石英－アンブリゴナイト相，高アルミナ＝グライゼン，稀土類グライゼン，鉄質グライゼン)
まとめ

8) **ソ連地質省全ソ地質研究所** (1973)：「Инфрасные спектры поглощения основных породообразущих минералов（主要造岩鉱物の赤外線吸収スペクトル)」，レニングラード，107p.，図28，表28，参44，21×15 cm (露文)，UDC: 549: 535.33-15

目　次

機器と方法論
主要造岩鉱物の赤外線吸収スペクトル
　斜長石　　カリ－ナトリウム長石　　雲母　　輝石　　角閃石
まとめ

訂 正 表

頁	箇 所	誤	正
第27巻 2 号			
24	左上から 7 行	*Sakawan*	*sakawana*
〃	〃 10	ps.	sp.
31	〃下から 1 行	重さ	厚さ
32	右上から 7 行	根木谷	根木谷山
33	〃下から17行	砂礫層は	砂礫層で
〃	〃 15行	三淵の	三淵に
38	左上から13行	西方域外の（2 C）は	西方域外の（2 C″）は
〃	〃 15行	（2 C）	（2 C″）
44	右 11行	起伏は	起伏は一部で
47	第26図	Chichibu—Terrain	Chichibu—Sambagawa Terrain
48	右下から15行	九頭し	九頭・
53	〃上から10行	下-中部	上-中部
62	〃 18行	592-594	92-94
第27巻 3 号			
20	第10図中	OB ～$\overline{25}$	OB ～$\overline{5}$
		130°	131°
23	第14図中	130°	131°
25	第16図中	———	K——— S

地質調査所月報 第27巻 第5号 予告

報 文

微量元素による本邦含銅硫化鉄鉱鉱床の地球化学的研究

昭和51年4月15日 印 刷
昭和51年4月22日 発 行

工業技術院地質調査所

印刷者 小宮山一雄
東京都新宿区天神町78番地
印刷所 小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78番地

© 1976 Geological Survey of Japan

U. I. C. C.
SEP 20 1976
LIBRARY

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 APRIL 1976 No. 4

CONTENTS

S. TERASHIMA: The Determination of Chlorine and Sulfur in Silicate Rocks by X-ray Fluorescence Spectrometry ..... 1(185)

T. OHMORI and E. OHMORI: X-ray Fluorescence Analysis of Major Elements in Rocks and Minerals Part 1. Preparation of glass disc samples..... 11(195)

K. TANJI and H. KANAYA: Studies on X-ray Fluorescence Analysis Using a Solid State Detector 1. Characteristics of energy spectral patterns under various resolutions..... 29(213)

R. OTA, M. KAMITANI and Y. UEKI: ^{14}C–Age of a Sediment in Aso Volcano ^{14}C–Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan II..... 39(223)

I. ISOBE: A Study on Distribution of Bottom Sediments and Environment of Recent Sedimentation in Obama Bay, Fukui Prefecture ..... 41(225)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 27, No. 4, 1976